

岩石礦物礦床學會誌

第二十七卷 第一號

(昭和十七年一月一日)

研 究 報 文

弓長嶺産柘榴石の研究(III) 理 學 士 待 場 勇
 産出状態(I)

二上山産柘榴石の研究(I) 理 學 士 大 森 啓 一

會 報

總會及び聯合講演會豫告 中村顧問の薨去を悼む

雜 報

今市水鉛礦床概況

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

**The Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Tunehiko Takéuti, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Kei-iti Ohmori, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, R. S.

Muraji Fukuda, R. H.

Tadao Fukutomi, R. S.

Zyunpei Harada, R. H.

Fujio Homma, R. H.

Viscount Masaaki Hoshina, R. S.

Tsunenaka Iki, K. H.

Kinosuke Inouye, R. H.

Tomimatsu Ishihara, K. H.

Takeo Katô, R. H.

Rokurô Kimura, R. S.

Kameki Kinoshita, R. H.

Shukusuké Kôzu, R. H.

Atsushi Matsubara, R. H.

Tadaichi Matsumoto, R. S.

Motonori Matsuyama, R. H.

Kinjirô Nakawo.

Seijirô Noda, R. S.

Yoshichika Ôinouye, R. S.

Ichizô Ômura, R. S.

Jun-ichi Takahashi, R. H.

Korehiko Takéuchi, K. H.

Hidezô Tanakadaté, R. S.

Iwawo Tateiwa, R. S.

Kunio Uwatoko, R. H.

Manjirô Watanabé, R. H.

Mitsuo Yamada, R. H.

Shinji Yamané, R. H.

Kôzô Yamaguchi, R. S.

Abstractors.

Akitosi Isimitu

Isamu Matiba,

Kei-iti Ohmori,

Katsutoshi Takané,

Shinroku Watanabé,

Iwao Katô,

Yosio Nakamura,

Rensaku Suzuki,

Tunehiko Takéuti,

Kenzô Yagi.

Yoshinori Kawano,

Yûtarô Nebashi,

Jun-ichi Takahashi,

Manjirô Watanabé,

岩石礦物礦床學會誌

第二十七卷 第一號

(昭和十七年一月一日)

研 究 報 文

弓長嶺産柘榴石の研究 (III)

産 出 状 態 (1)

Studies of garnet from Kyûchôrei, Manchoukuo (III)

Modes of occurrence (1)

理 學 士 待 場 勇 (I. Matiba)

目 次

- | | |
|-------------------------|-----------------------------|
| I 緒 言 | ト岩及び柘榴石直閃石岩 |
| II 弓長嶺礦山の岩石の産出状態及び其性質 | 1 産出状態 |
| A 綠色片岩類 | 2 岩石學的性質 |
| B 雲母片岩類 | 3 柘榴石 |
| C 含鐵礦層 | 4 カンミンクトナイト |
| D 石英片岩類 | 5 直閃石 |
| E 花崗岩類 | 6 柘榴石カンミンクトナイト岩及び柘榴石直閃石岩の成因 |
| III 弓長嶺礦山産柘榴石の産出状态及び其性質 | C 柘榴石石英岩 |
| A 柘榴石綠泥石岩 | 1 産出状態 |
| 1 産出状態 | 2 柘榴石 |
| 2 岩石學的性質 | 3 石 英 |
| 3 柘榴石 | 4 綠泥石 |
| 4 綠泥石 | 5 柘榴石石英岩の成因 |
| 5 柘榴石綠泥石岩の成因 | D 含柘榴石優白質花崗岩 |
| B 柘榴石カンミンクトナイト | IV 柘榴石と富礦體との關係 |
| | V 總 括 |

I 緒 言

弓長嶺礦山産柘榴石の物理恒數¹⁾及び化學性質²⁾に就ては既に報告した
のではあるが、その後同礦山を實地調査する機會を得て其産状を知る事が

出來た。前報告に於ては同礦山産の二種類の柘榴石に就て研究したのであつたが、その産出状態が明らかでなかつたので、假に大形結晶及び小形結晶と名づけて區別したのであつた。然るに今回の調査により大形結晶と名づけたものは本報告に於ける柘榴石綠泥石岩中の柘榴石であり、小形結晶は柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石であることが明らかとなつた。弓長嶺礦山には猶この外に産出状態を異にする三種の柘榴石が見られる。本報告に於ては此等數種の柘榴石の産出状態並びに成因に就て述べ、又柘榴石の生成と關係する含鐵礦層の富化作用に就て述べたいと思ふ。

本稿を草するに當り本研究中終始御懇篤なる御指導と御鞭撻を賜り且つ拙稿の御校閲の勞をとられた神津先生に對し、衷心より感謝の意を表する次第である。化學分析は神津先生の御好意により河野博士及び八木健三學士に依頼したものであつて、こゝに兩氏に對し感謝の意を表する。弓長嶺礦山調査並びに研究の機會を與へられた前大陸科學院地質調査所長福田連博士及び現同所長事務取扱中野長俊博士に對し、又同礦山調査中種々の便宜を與へられ且つ又有益なる御教示を賜つた弓長嶺礦山採礦所長小數賀淳學士を始め同礦山職員に對し感謝の意を表する次第である。

II 弓長嶺礦山の岩石の産出状態及び其性質

弓長嶺礦山の岩石及び礦床に就ては既に市村博士³⁾及び故都留學士⁴⁾により詳細に報告せられてゐる。同礦山は第一、第二及び第三礦區に分れ、礦山事務所は第二礦區の蘇家堡子部落にあつて、同部落から遼陽までは鐵道の便がある。第二礦區は現在最も盛んに採掘してゐるもので、柘榴石も亦

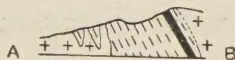
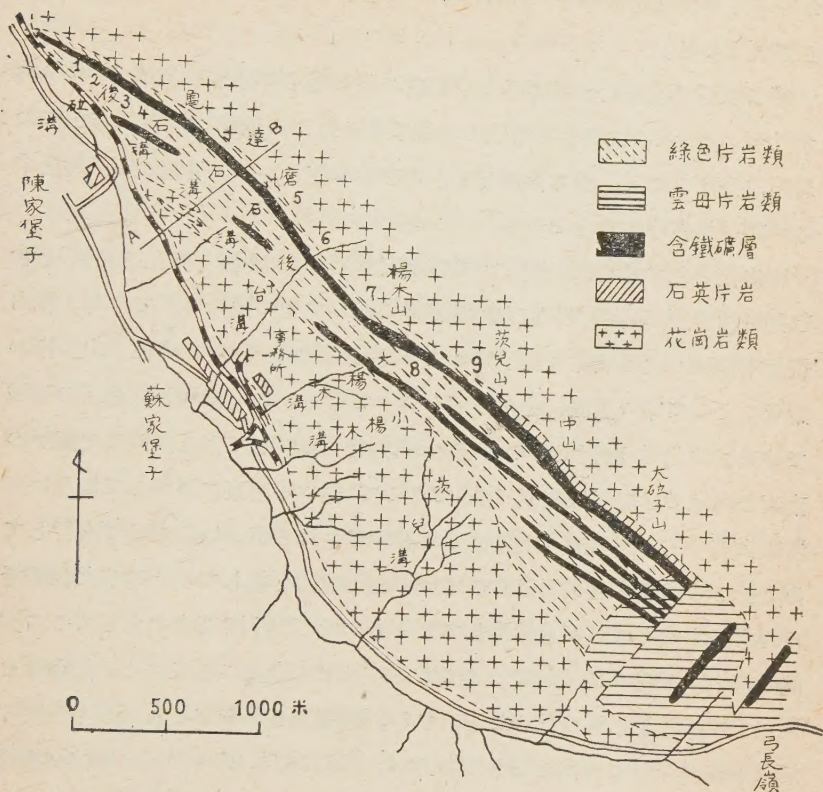
1) 待場 勇；弓長嶺柘榴石の研究(I)，物理恒数，岩礦，第24卷，總251～270頁，昭和15。

2) 神津淑祐，待場 勇，八木健三，家木幸雄；弓長嶺産柘榴石の研究(II)，化學性質，岩礦，第25卷，總51～57頁，昭和16。

3) 市村 毅；南滿洲弓長嶺の含鐵層と夫れに伴ふ富礦體に就て，朝鮮礦業會誌，第5卷，397～421頁，大正11。

4) 都留一雄；弓長嶺礦山並びに類似鐵礦々床に就きて，旅順工大彙報，第99號，昭和10。

第 壹 圖



柘榴石の産出個處

- | | |
|---------------------|------------------------------|
| 1 後砬溝産柘榴石カンニングトナイト岩 | 6 後臺溝産柘榴石緑泥石岩及び柘榴石カンニングトナイト岩 |
| 2 含柘榴石優白質花崗岩 | 7 楊木山産柘榴石緑泥石岩及び柘榴石石英岩 |
| 3 後砬溝産柘榴石緑泥石岩 | 8 楊木溝産柘榴石直閃石岩 |
| 4 龜石溝産柘榴石緑泥石岩 | 9 茨兒山北西側中腹産柘榴石直閃石岩 |
| 5 磨石溝産柘榴石カンニングトナイト岩 | |

最も多く産する所である。筆者が以下柘榴石の産狀に就て述べる地域は第二礦區である。

第二礦區は陳家堡子部落から弓長嶺に至る延長約5 軒にわたり、幅500 米乃至1000 米の狹長なる帶狀の地域である。この地域は地質的に二つの岩石に分けられる。即ち含鐵礦層を含む鞍山統と、その周圍に廣く發達する所謂弓長嶺花崗岩とである。

鞍山統をなす岩石は角閃片岩及び綠泥片岩等の綠色片岩類、柘榴石を含む雲母片岩類、石英片岩及び含鐵礦層であつて總て變成岩類である。鞍山統は本地域の北西端陳家堡子に始まり、南東に細長く延び、大砬子山^{ターラザー}の南の斷層によつて略々垂直にその方向を變へてゐる。この斷層から北西の地域では走向は北西-南東であつて、約60°北東へ傾斜してゐる。又この斷層の南東の地域では走向は北東-南西であつて、約60°南東に傾斜してゐる。

鞍山統の内含鐵礦層は本地域では數層見られるが、大部分互に並行してゐる。この内最も北東側にあつて殆んど花崗岩と接して長く延びた鐵礦層は現在最も盛んに礦石を採掘してゐるもので、又柘榴石も主としてこの鐵礦層に沿ふて處々に産出するのである。以下本報文に於てはこの鐵礦層を便宜上主鐵礦層と名づけることにする。鐵礦層と互層する岩石即ち角閃片岩及び綠泥片岩の層位は明かであるが、これに對し雲母片岩の層位關係は明らかにすることが出来なかつた。恐らく同じ層位にあるものと考へられ、主として變質作用の相違によつてかゝる異つた岩石を生じたものと思はれるが、猶將來の研究を要することである。此等變成岩中には局部的に發達した特種な變成岩も存在するのであつて、柘榴石も主としてかゝる部分に多く見られる。

本地域に於ては鞍山統と弓長嶺花崗岩とは一般に斷層を以て接する所は少なく、鞍山統は恰も弓長嶺花崗岩中に roof pendant となつてゐた様に思はれ、鞍山統は著しく接觸變質作用を蒙つてゐる。鞍山統をなす變成岩類はその變質の程度は著しく、變質以前の元の礦石が水成源のものである

か、或は火成源のものであるかは、本地域のみの調査では詳かにすることは出来ないが、鞍山統が現在見られる様に花崗岩中に挟まれる以前に既に廣區域變質作用を或程度まで受け、弓長嶺花崗岩によつては主として接觸變質作用を強く受けたものと思はれる。

A 緑色片岩類

緑色片岩類は本地域の變成岩中最も廣く發達するものであつて、成分礦物の種類によつて角閃片岩及び綠泥片岩に大別することが出来る。併し此等は何れも相互に移り變り、又局部的に他の岩石中に産することもあつて、判然とその分布區域を確定することは困難である。此等の岩石は暗綠色又は草綠色を呈し緻密で、片理も比較的明らかなもの多く、縞狀を呈してゐるが、肉眼的には角閃片岩と綠泥片岩とを區別することは困難な場合が多い。

角閃片岩 角閃片岩は緑色片岩の大部分を占めるものであつて、一般に暗綠色で緻密であるが、角閃石の結晶粒の大なる場合には光澤があり綠泥片岩とは比較的容易に區別出来る。中には又片理構造が著しくなく角閃石の多量に存在する角閃岩とも稱すべきものも存在する。角閃片岩は産出個處によつて著しくその顯微鏡的組織を異にしてゐるが、組成礦物には著しい變化はなく、角閃石、石英及び曹長石が主なるものである。角閃石は略々一定の面内に排列し並行構造を示してをり、又結晶粒の大なるものが、變質斑晶的に存在する場合がある。石英及び曹長石は細粒であつて角閃石の間を充して全體として縞狀を呈してゐる。第貳圖はかゝる角閃片岩の代表的なものを示したものである。角閃石は長さ $15 \sim 0.1$ 耗の種々の大きさのものがあつて、多色性は $X = \text{淡黄色}$, $Y = \text{黄綠色}$, $Z = \text{綠青色}$ であつて、最大消光角は 20° 位のものが最も多い。屈折率もある範圍内で變動するものゝ様であるが、一例として第貳圖に示した角閃片岩中の角閃石では

$$\alpha = 1.659, \quad \beta = 1.666, \quad \gamma = 1.678$$

であつた。

石英と曹長石は直径 0.1 耗程度のもので、曹長石は殆んど常に多少分解して汚濁してゐる。以上の外に副成分礦物として黒雲母、綠簾石、綠泥石、榴石及び磁鐵礦が存在する場合がある。副成分礦物として黒雲母を含むものの即ち角閃雲母片岩は主鐵礦層に沿ふて特に花崗岩との接觸部に多く見られる。

綠泥片岩 綠泥片岩は角閃片岩中に局部的に見られるが、特に主鐵礦層に沿ふてよく發達してゐる。顯微鏡下では第參圖に示す如く並行構造がよく發達し、綠泥石の縞と、石英及び曹長石からなる縞とが交互に重つてゐて縞狀を呈してゐる。

綠泥石は個々の結晶の輪廓が明らかでなく、連續した縞をなしてゐて、劈開面と岩石の片理とは略々平行してゐる。多色性は X = 淡黃色、 $Y = Z$ = 黃綠色であつて光學符號は負である。複屈折は非常に弱く古銅色の異常干涉色を示してゐる。屈折率は $\beta = 1.616$ であつて、Winchell の分類に従へば diabantite に屬するものゝ様である。副成分礦物としては黒雲母、榴石及び磁鐵礦があるが何れも極めて僅かである。

後に述べる如く綠泥片岩が更に接觸變質作用により殆んど綠泥石のみからなる綠泥石岩に變つてゐるものが主鐵礦層に沿ふて屢々見られ、かゝる場所には柘榴石が多量見られるのである。

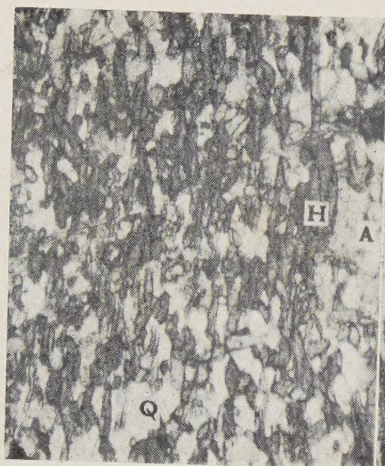
B 雲母片岩類

雲母片岩類は主として大碓子山の南方より弓長嶺にかけて産出し、大部分は柘榴石絹雲母片岩であるが、西部に於て綠色片岩類に接近した部分では柘榴石黒雲母綠泥片岩となつてゐる。柘榴石黒雲母綠泥片岩はその西方に於て漸變的に綠色片岩類に移り變るものゝ如く、この種の片岩は綠色片岩類と柘榴石絹雲母片岩との中間相に相當するものと思はれる。

柘榴石黒雲母綠泥片岩 本岩は灰黑色微粒の石基中に直径 1~2 耗の柘榴石が變質斑晶的に多數散在した岩石で、片理は著しく容易に剝げ易い。柘榴石の分布は必ずしも一様ではなく、特に多數集合したレンズ狀の部分が

第 貳 圖

第 參 圖



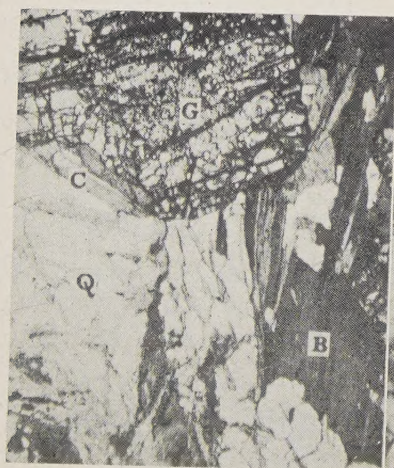
角閃片岩 $\times 25$
Q 石英 A 曹長石 H 角閃石



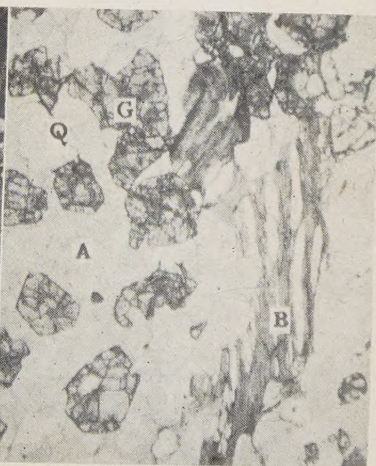
綠泥片岩 $\times 83$
Q 石英 A 曹長石 C 綠泥石

第 四 圖

第 五 圖



柘榴石黑雲母綠泥片岩 $25\times$
Q 石英 B 黑雲母
G 柘榴石 C 綠泥石



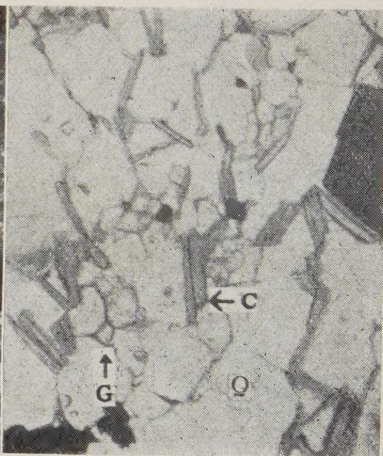
柘榴石絹雲母片岩中の
石英-曹長石質レンズ $\times 25$
Q 石英 A 曹長石
B 黑雲母 G 柘榴石

第 六 圖



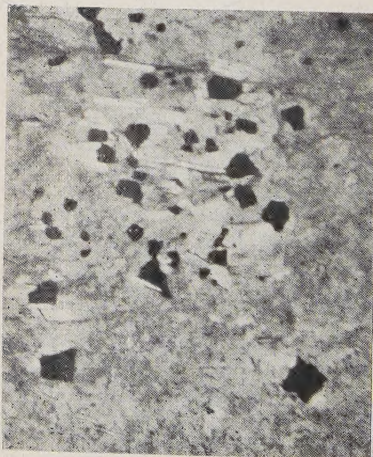
G 柎榴石 T 電氣石 ×25

第 七 圖



G 柎榴石 C 綠泥石 ×25
Q 石英

第 八 圖



綠 泥 石 ×83

第 九 圖



G 柎榴石 ×25
C カンミングトナイトより
變化した綠泥石

片理に沿ふて多數存在し縞狀をなしてゐる。柎榴石は赤褐色を呈し龜裂多く表面及び内部の龜裂に沿ふて著しく分解し、酸化鐵の皮膜を生じてゐる。結晶形は (110) の面のみからなる斜方十二面體式である。分散浸液法によつて測定した屈折率は

$$n_D = 1.811$$

であつて、弓長嶺礦山に産する柎榴石の屈折率の内最も小なるものゝ一つである。石基は石英及び曹長石からなり、此等の結晶粒の間に綠泥石及び黒雲母が片理に略々平行に排列してゐる。第四圖は本岩石の顯微鏡寫眞である。綠泥石は顯微鏡的に無色であつて、多色性殆んどなく、葉片狀或は短冊狀をなし、屢々黒雲母と平行連晶的に存在し、黒雲母より變質して生じたものと思はれる。複屈折は非常に弱く、古銅色の異常干涉色を示し、光學符號は負である。平均屈折率は $\beta = 1.624$ であつて、Winchell の分類に従へば *diabantite* に相當するものではないかと思はれる。

柎榴石絹雲母片岩 本岩は白色の絹雲母及び石英からなる石基中に直徑 1~2 耗の柎榴石を多數散在せしめた岩石であつて、特に多數の柎榴石、黒雲母、石英、曹長石等の集合した黒褐色の薄層又はレンズが片理に沿ふて縞狀に排列してゐる。かゝる薄層又はレンズは第五圖の如くであつて、片狀構造は餘り著しくはない。絹雲母は屢々肉眼的に *false cleavage* を示す部分があつて、かゝる部分には十字石の見られることがある。柎榴石は前述の柎榴石黒雲母綠泥石片岩中のものと同様で、著しく分解してゐるが、かゝる分解作用は單なる風化作用に依るものではなく、接觸變質作用の末期に於ける熱水溶液或は溫泉作用によつて行はれたものではないかと思ふ。

C 含鐵礦層

第一圖に示す様に含鐵礦層群はこの地域の變成岩類と同じ走向及び傾斜を持ち北西から南東に向つて並走してゐる。長短種々あるけれども主鐵礦層は最も長く延長約 4 軒に達し、多數の小規模な斷層があるけれども殆んど連續してゐる。層の厚さは一定でなく一般に 30 米以下で處々特に厚い

部分がある。本鐵礦層は南滿各地に見られる含鐵礦層と同じく赤鐵磁鐵石英片岩であつて、一般に石英多く貧礦と稱せられるものであるが、場所によつて赤鐵礦又は磁鐵礦の特に多い部分があり、かゝる部分は富礦と稱せられてゐる。貧礦即ち赤鐵磁鐵石英片岩は赤鐵礦又は磁鐵礦と石英とが夫々薄層をなし、交互に重り縞狀をなしてゐるもので、各薄層の面は鐵礦層の一般の走向及び傾斜と一致する場合が多いが、中には無關係な場合もある。富礦ではかゝる縞狀が不鮮明となり石英の量が減少し、赤鐵礦又は磁鐵礦の塊狀集合物となつてゐる。富礦體は多くはレンズ狀であるが又不規則な形態をなして貧鐵礦層中に局部的に見られるもので、殆んど總て主鐵礦層中に限られ、他の鐵礦層中にはあまり見られず、或は見られてもその富礦部の品位は低く、且つ小規模である。主鐵礦層中の富礦の性質は茨兒山を界として大體二種類に分けられる様で、北西部の主鐵礦層中の富礦は磁鐵礦に富むもの多く、南東部の主鐵礦層中では赤鐵礦に富むものが多い。これは花崗岩類の接觸變質作用にも關係のあることと思はれる。

D 石英片岩類

石英片岩類は主として主鐵礦層の上盤側に於て、綠色片岩類又は鐵礦層と花崗岩との接觸部に見られ、白雲母石英片岩と絹雲母石英片岩とに大別される。

白雲母石英片岩は茨兒山より北西の部分に於て、綠色片岩類と花崗岩との接觸部に於て薄層をなして見られるもので、片麻岩狀を呈し、殆んど石英と白雲母からなり、多少の黒雲母及び電氣石を混へるものである。電氣石は小柱狀で多數集合して存在し、多色性は外部よりも内部に於て著しく、 $X(E)$ ＝殆んど無色、 $Z(O)$ ＝淡青色である。

絹雲母石英片岩は茨兒山より南東の部分に於て主鐵礦層と花崗岩との接觸部に見られ、片理は比較的明瞭で殆んど石英よりなり、片理に沿ふて絹雲母の薄層が縞狀に排列してゐる。

E 花崗岩類

花崗岩類は弓長嶺礦山の周圍に廣く發達するものであつて、上に述べた礦床地域の變成岩類に接觸變質作用を與へてゐる。變成岩に接近した部分では片麻狀構造著しく、これを遠ざかるに従つて片麻狀構造は不鮮明となる。成分礦物には石英、正長石、微斜長石、斜長石、黑雲母、白雲母、角閃石等が存在し、夫々黑雲母花崗岩及び角閃花崗岩を構成してゐるが、境界は判然たらしめることは困難である。以上の外に達石溝附近には白雲母の大なる結晶を多數含有する粗粒の白雲母花崗岩が見られるが、これは變成岩内にも支脈を出して、上記の花崗岩類とは多少趣きを異にし、恐らくはより後期の貫入によるものと思はれる。又礦山地域内の變成岩中には多數の優白質花崗岩脈が見られ、礦山地域全體が著しい花崗岩の影響を受けた事を示してゐるが、此等岩脈は何れも小規模のものである。此等是有色礦物を殆んど含まず、石英及び長石よりなり、少量の白雲母を含むものである。長石は正長石、微斜長石、灰曹長石等であるが、特に灰曹長石が多い。

上記の達石溝の白雲母花崗岩及び優白質花崗岩脈はこの地域の周圍に廣く發達する花崗岩類の結晶作用の末期に貫入、それに伴ふ接觸變質作用によつてこの礦床地域の變成岩類に局部的な變質作用を與へてゐる。

III 弓長嶺礦山産柘榴石の產出狀態及び其性質

弓長嶺礦山に産する柘榴石は前に述べた柘榴石黑雲母綠泥片岩中にも存するが、最も人の注意を惹くものは次の A 及び B である。

- A 柘榴石綠泥石岩
- B 柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩
- C 柘榴石石英岩
- D 含柘榴石優白質花崗岩

以上の岩石の内含柘榴石優白質花崗岩を除いて他は主鐵礦層に沿ふて局部的に發達する變成岩である。

A 柘榴石綠泥石岩

1 產出狀態 前に述べた綠色片岩類の内主鐵礦層に沿ふた部分では角閃

綠泥片岩及び綠泥片岩がよく發達し、此等の岩石の内特に綠泥石の多い部分が處々に見られ、且つかゝる所には柘榴石、カンニングトナイト、直閃石等が多數集合した部分があり、こゝに云ふ柘榴石綠泥石岩もかゝる部分の一つである。

主鐵礦層に沿ふて見られる綠泥石岩は茨兒山より北西の部分では主鐵礦層の上下兩盤側に見られ、その内下盤側は一般に厚く上盤側は薄いのが常である。然るに茨兒山より南東部では上盤側には綠泥石岩は見られなくてその代りに絹雲母石英片岩が發達してゐる。又下盤側も角閃片岩或は角閃綠泥片岩で綠泥片岩はまれである。

柘榴石綠泥石岩は綠泥石岩の内特に柘榴石の密集した部分であるが、綠泥石岩の分布と同様に總て主鐵礦層に沿ひ、然も茨兒山より北西の部分に限られる様である。柘榴石綠泥石岩の分布は後砒溝 (3)、龜石溝 (4)、^{ホーラーコー} ^{クエイシーゴウ} ^{ホータイコー} ^{ヤンムシヤン} 後臺溝 (6)、楊木山 (7) 等であつて總て富礦體の存在する場所と一致する (括弧内の番號は第壹圖に示した番號に相當する)。

柘榴石綠泥石岩は主鐵礦層に沿ふて兩盤側に見られることもあるが、時には主鐵礦層中に層狀になつて挟まれてゐる場合がある。柘榴石は綠泥石岩中に礦染狀に散布せられ、密集してゐる所、疎な所などがあるが、一般には鐵礦層に近づく程密集してゐる。一つの露頭に於ける本岩石の存在區域は鐵礦層に沿ふ走向の方向には 100 米以下の場合が多く、鐵礦層に垂直の方向の厚さは 10 米以下で、鐵礦層の傾斜に沿ふ方向即ち深さは不明であるが、露頭或は坑内に於て筆者はその下端を見る事が出来なかつたから現在見られる深さより一層深く産するものと思はれる。

柘榴石綠泥石岩と鐵礦層との境は一般に明瞭で、その接觸面は滑かであり、容易に兩岩石を剥ぎ分ける事が出来る。柘榴石カンニングトナイト岩が本岩と接して産する場合があるが、その場合は柘榴石カンニングトナイト岩の方が鐵礦層と直接に接し、本岩は前者の周圍をとり巻いてゐるのが普通である。本岩が主鐵礦層の上盤側にある場合には柘榴石は鐵礦層を遠

ざかるに従つて少くなり、遂に綠泥石岩となり、白雲母石英片岩、片麻岩狀を呈する白雲母花崗岩、或は黒雲母花崗岩があつて花崗岩に移り變る。主鐵礦層と花崗岩との距離は一般に 20 米以内である。

2 岩石學的性質 以上は本岩石の產出狀態に就て述べたのであるが、今回調査した各露頭に就て其岩石學的性質を以下述べることにする。

後碇溝産柘榴石綠泥石岩 (3)¹⁾ 本岩の露頭附近は著しい氣成作用を受けたものゝ如く、長さ 10 耗以下の電氣石が多數存在し、その外 5 耗位の磁鐵礦、白雲母、黝簾石、石英等が見られる。柘榴石は包裹物として電氣石、石英、黝簾石等を含み、無數の龜裂が發達してゐる。第六圖は龜裂の著しく發達した柘榴石の中に電氣石が包裹されてゐるのを示す。綠泥石は比較的分解著しく、複屈折折は他のものに比して大であつて、屈折率は第貳表に示す如くである。多色性は X = 淡黄色、 $Y = Z$ = 草綠色である。

龜石溝産柘榴石綠泥石岩 (4) 本岩の内には石英脈の貫入を受けてゐる部分があつて、又電氣石及び白雲母が少量ながら散在する。柘榴石の屈折率は第壹表に示す如くで、綠泥石は複屈折弱く、屈折率は第貳表に示す如くである。綠泥石の多色性は $X = Y$ = 草綠色、 Z = 淡黄色である。本岩中に見られる石英質脈は殆んど石英からなり、多數の磁鐵礦を散在し、石英粒間には綠泥石を挟み、又圓味を帯びた柘榴石の小粒が見られる、第七圖はかかる石英質脈の顯微鏡寫眞である。

後臺溝産柘榴石綠泥石岩 (6) 本岩の露頭では柘榴石カンニングナイト岩も共に産し、後に述べる如く本岩は柘榴石カンニングナイト岩より變化したものである。柘榴石の屈折率は第壹表に示す如くで、又綠泥石は第八圖に示す如き細かい鱗片狀の結晶片よりなり、複屈折弱く、屈折率は第貳表に示す如くである。多色性は X = 淡黄色、 $Y = Z$ = 草綠色である。柘榴石を含まずカンニングナイトと綠泥石或は直閃石のみからなる部分では綠泥石

1) 括弧内の番號は第壹圖の番號と對應する。以下同じ。

は小さい短冊狀結晶の集合から出來てゐるが、この部分では明らかにカンミングトナイトから變化した事が判るが、かゝる部分の屈折率は第貳表に示す如くである。

楊木山産柘榴石綠泥石岩(7) 本岩の柘榴石は比較的小さく、直徑1 糎位のもの多く、直閃石の長針狀の結晶束が散在してゐる。綠泥石は多少葉片狀になつてゐて複屈折は比較的高く、屈折率は第貳表に示す如くである。多色性は X = 淡黃色、 $Y=Z$ = 草綠色である。

3 柘榴石 上記の各々露頭に産する柘榴石綠泥石岩中の柘榴石に就て總括して述べて見よう。

肉眼的觀察 柘榴石は鐵礦層に近い所の柘榴石綠泥石岩に於てはその大半を占める場合があり、鐵礦層を遠ざかるに従つて少くなる。この種の柘榴石はすべて淡紅色を呈し、その大きさは最も大なるもので直徑5 糎、普通のは3~2 糎、小なるものは5 糎位である。結晶形は既に淺野及び岡田¹⁾の兩學士の報文に記載された如く (110) の面のみからなる斜方十二面體で、正形を示すもの、歪形を示すもの、三回對稱軸の方向に伸びたもの、或は四回對稱軸の方向に伸びたもの等がある。又完全な個々の結晶として存在するものと、數個の結晶が噛み合つて集合してゐるものとがある。柘榴石の表面は常に綠泥石の薄膜で蔽はれたものと、然らざるものとがあるが、前者の薄膜は柘榴石の分解によつて生じたものである。

顯微鏡的觀察 柘榴石を顯微鏡下に觀察すると柘榴石の周圍は放射狀に綠泥石が排列してケリフアイト構造 (kelyphitic structure) を呈してゐる。内部には第六圖に示す如く無數に多くの龜裂があり、その龜裂に沿ふて綠泥石が出來てゐる。包裹物としては磁鐵礦最も多く、大きさは一般に1 糎以下であつて、(III) 面のみからなると思はれる正八面體式の結晶形を示してゐる。第九圖は後臺溝産の柘榴石であるが圖に於ける無數の條線は柘

1) 淺野五郎, 岡田重光; 滿洲地質調査所報告, 第98號, 51頁, 康德7.

榴石の龜裂であり、又菱形をなして散在する綠泥石がある。この菱形は角閃石族の主軸に垂直の断面に見られるものに類似であること、又後に述べる如く柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石にカンニングトナイトの包裹物が見られることから考へて、この菱形はもとカンニングトナイトであつたものと考へられる。この種の假像は他の露頭に産するものには見られなかつた。柘榴石綠泥石岩中に石英、白雲母、電氣石、黝簾石等の散在するものでは柘榴石中にも石英粒、自形を示す電氣石、不規則な形をなした黝簾石等を包裹するが、白雲母は包裹物としては見られない。

第 壹 表

柘榴石綠泥石岩中の柘榴石の屈折率			
	測 定 法	測定回数	屈 折 率
後臺溝産柘榴石綠泥石岩中の柘榴石	プリズム法	7	1.8248
龜石溝産柘榴石綠泥石岩中の柘榴石	プリズム法	7	1.8128
大形結晶 (柘榴石綠泥石岩中の柘榴石) ¹⁾	プリズム法	3	1.8215

1) 前報文に記載せるもの

物理恒數及び化學成分 柘榴石綠泥石岩中の柘榴石の物理恒數及び化學成分に就ては前報文に於て記載した。前報文に於て大形結晶と名づけたものがこの種の柘榴石に相當する。今回更に數種の異つた露頭のものに就て屈折率を測定して見た。その結果は第壹表の如くである。後臺溝産の柘榴石は $n_D = 1.8248$ (p) であり、龜石溝産のものは $n_D = 1.8128$ (p) であつて、兩者の間には可成りの相違が見られる。 $n_D = 1.8248$ なる値は第七表に示す如く柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石の屈折率と略々一致し後臺溝産柘榴石綠泥石岩がもと柘榴石カンニングトナイト岩であつた一つの證據となる。前報文に於て大形結晶として記載したものは後臺溝産の柘榴石

と同種のものと考へられる。龜石溝産柘榴石の屈折率は前述の柘榴石黒雲母綠泥岩及び含柘榴石優白質花崗岩中の柘榴石の屈折率に極めて近い。

4 綠泥石 肉眼的觀察 柘榴石綠泥石岩の石基をなす綠泥石は暗青色を呈し、結晶の細かいものでは比較的堅く緻密で均質な感じを與へるが、結晶の大きいものでは片狀に剝げ易くなつてゐる。綠泥石間に散在する礦物は磁鐵礦が最も普通で、外に石英、電氣石、白雲母、黝簾石等がある。

顯微鏡的觀察 綠泥石は露頭の異なるに従つて、或は同一の露頭でも部分によつて外觀が多少異つてゐる。この相違は化學成分上では甚だしい差異

第 貳 表

柘榴石綠泥石岩中の綠泥石の屈折率					
	α	β	γ	$\gamma-\alpha$	光學符號
後硫溝産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石 (3)	1.645		1.647	0.002	—
龜石溝産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石 (4)		1.636		<0.001	+
後臺溝産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石 (6)	1.641		1.642	0.001	—
後臺溝産カンニングトナイト綠泥石岩中の綠泥石		1.653		<0.001	+
楊木山産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石 (7)	1.635		1.638	0.003	—

はないと思はれるが、光學的性質は多少異つてゐる。綠泥石は鱗片狀乃至葉片狀をなし、長さ5耗位のものから十分の一耗以下のものまで種々あるが、一般に石英質細脈の附近、磁鐵礦、石英、電氣石、白雲母等の生じてゐる附近のものでは、各片が大きく葉片狀をなしてゐる。多くの場合劈開面に沿ふて變質し、複屈折の大きい綠泥石に變つてゐる。

光學的性質 この種の綠泥石は總て多色性を有し、略々c軸の方向には淡黄色を呈し、略々a及びb軸の方向には草綠色を呈す。屈折率及び光學符號は第貳表に示す如くで、この測定は浸液法によつた。複屈折が非常に弱

く $\gamma-\alpha$ の値が確かに測定出来ないものでは a 軸或は b 軸の方向の屈折率を β として表はした。光學符號は劈開面に垂直なる方向即ち c 軸と略々平行なる方向に Z' が来るか、或は X' が来るかによつて正號或は負號とした。

此等の測定値を A. N. Winchell の Ferroantigorite-Antigorite-Amesite-Daphnite の四成分系の圖上¹⁾に投影すると比較的狭い範圍内に落ちるから、此等の綠泥石は何れも近似した化學成分のものであることが豫想される。勿論これらの綠泥石の如く鐵含有量の多いものでは Fe'' が酸化されて一部 Fe''' となる場合に屈折率及び複屈折が著しく増加することは周知の事であつて、光學恒數から直ちに化學成分を求めることは出来ない。Winchell は光學的性質からの分類として、aphrosiderite には光學符號負、 $\beta=1.63\sim 1.65$, $\gamma-\alpha=0.000\sim 0.004$ を與へてゐる。若しこの分類法に従へば茲に述べる綠泥石は aphrosiderite 或は aphrosiderite に近い ripidolite に相當することとなる。

化學成分 弓長嶺產綠泥石の化學成分に就ては既に須藤學士²⁾の報文がある。同學士によれば弓長嶺產綠泥石は aphrosiderite に屬すると記載されてゐる。前述の如く弓長嶺礦山に於ける綠泥石は處々にその露頭を有し、又同じ露頭の岩石でも部分によつて多少異つてゐるのが常である。故に化學成分も試料を採集した場所によつて多少異なる筈である。併し光學的性質から豫想するといづれも著しい差異はないものと考へられる。

弓長嶺礦山に於て筆者が採集した試料の内、後臺溝產のものが最も新鮮であつたので綠泥石の化學分析の試料にあつることとした。本岩は後臺溝坑内に於て直接鐵礦層と接する部分の柘榴石綠泥石岩であつて、筆者はこの岩石は柘榴石カンニングトナイト岩から變化して生じたものと考へてゐる。

1) Winchell, A. N.; A Third Study of Chlorite, *Am. Min.*, **21**, pp. 642~651, 1936.

2) 須藤俊男; 鐵綠泥石 chamosite, thuringite, aphrosiderite に就て, 岩礦, 第 24 卷, 總 110 頁, 昭和 15.

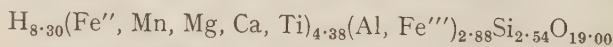
る。本岩の綠泥石の部分は不純物として唯磁鐵礦のみであるから、試料の精選には綠泥石を粉末となし、磁石を以て磁鐵礦を除去した。精選された試料は顯微鏡下に於て殆んど磁鐵礦を認め得ない程に純粹にすることが出来た。分析に際しては神津先生の御好意により八木健三學士にお願いする事が出来た。

本綠泥石は鹽酸によつて容易に溶解し得るのであるが、本分析では普通のアルカリ炭酸鹽熔融法に従つて溶解した。その分析の結果は第參表の如くである。

第 參 表

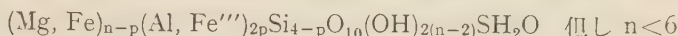
後臺溝産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石の化學成分(八木學士分析)					
	Wt %	Mol %		Atom. Ratio	Atom. Ratio when O=1800
SiO ₂	23.57	393	Si	393	254
Al ₂ O ₃	20.20	198	Al	396	256
Fe ₃ O ₃	3.94	25	Fe'''	50	32
FeO	28.59	397	Fe''	397	256
MgO	10.78	269	Mg	267	174
CaO	0.37	7	Ca	7	4
Na ₂ O	0.18	3	Na	6	4
K ₂ O	0.08	1	K	2	1
H ₂ O ₊	11.57	643	H	1286	830
H ₂ O ₋	1.09	61	Ti	4	2
TiO ₂	0.35	4	Mn	3	2
MnO	0.10	3	O	2786	1800
Total	100.91				

一般に綠泥石にはアルカリは存しないものと考へられてゐるから、表に見られる少量のアルカリは不純物として除去する。MnはFe''を、又Ca及TiはMgを置換するものと考へて化學式を作ると、

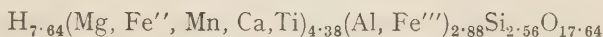


となる。この原子比は簡単な整数比を示さないが、之は後述する様に本綠泥石が $\text{H}_8\text{R}_6''\text{Si}_4\text{O}_{18}$ と $\text{H}_8\text{R}_4''\text{R}_4'''\text{Si}_2\text{O}_{18}$ との如く互に異にた化學式を有する端成分の混晶であるためと考へられる。

H. Berman¹⁾ は結晶構造の研究より leptoehlorite 族の化學式として



を與へてゐる。之を先の化學式と比較すれば $n-p=4.38$, $2p=2.88$, $S=0$ となり、結局 $n=5.82$ 及び $p=1.44$ を得る。之を Berman の化學式に代入すれば



となる。即ち Berman の理論的化學式は本綠泥石に適合すると言ひ得る。

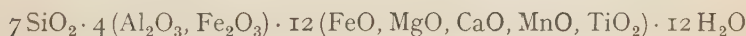
J. Orcel²⁾ の分類法に従つて各酸化物の分子比を求めれば

$$s = \frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} = 1.77, \quad h = \frac{\text{H}_2\text{O}}{\text{R}_2\text{O}_3} = 2.89,$$

$$a = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 0.13, \quad \gamma = \frac{\text{RO}}{\text{R}_2\text{O}_3} = 3.03, \quad f = \frac{\text{FeO}}{\text{MgO}} = 1.48$$

となり prochlorite ($s=1.66 \sim 2.33$) 中の ripidolite ($f=0.2 \sim 1.5$) に屬する。然しこの f の値は ripidolite と aphrosiderite ($f > 1.5$) との境界値 $f=1.5$ に近いから本綠泥石を aphrosiderite と稱しても誤ではないであらう。

Orcel は又分子比から綠泥石の化學式を算出してゐるが、その方法を試みると第四表の如くなり



なる化學式を得る。

A. N. Winchell³⁾ は綠泥石を次の如き端成分の混晶と考へてゐる。即ち

$\text{H}_4\text{NiSi}_2\text{O}_9$	nepouite	Nep
$\text{H}_4\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_9$	antigorite	Ant
$\text{H}_4\text{Fe}_3\text{Si}_2\text{O}_9$	ferro-antigorite	FeAnt

1) Berman, H.; Constitution and classification of the Natural silicates, Am. Min., **22**, p. 380, 1937.

2) Orcel, T.; Recherches sur la composition chimique des chlorites; Bull. Soc. Fr. Min., **50**, pp. 324~328, 1927.

3) Winchell, A. N.; Chlorite as a polycomponent system, Am. J. Sci., **11**, pp. 283~300, 1926.

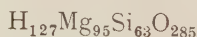
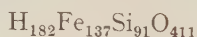
$H_4Mg_2Al_2SiO_9$	amesite	At
$H_4Fe_2Al_2SiO_9$	daphnite	Dn
$H_4Fe_2''Fe_2'''SiO_9$	cronstedtite	Cr
$H_4Mg_2Fe_2'''SiO_9$	magnesio-cronstedtite	MgCr
$H_4Mg_2Cr_2SiO_9$	kammerite	Kr

本緑泥石には NiO 及び Cr_2O_3 は存在しないから Nep 及び Kr は含まれない。 Fe_2O_3 は存在するから Cr 及び MgCr 或は兩者いづれかの存在を

第 四 表

	Mol. Prop.	Mol. Ratio.
SiO_2	393	7×56
Al_2O_3	198	4×56
Fe_2O_3	25	
FeO	397	12×57
MnO	3	
MgO	269	
CaO	7	
TiO_2	4	
H_2O	643	12×54

考へねばならぬが、少量であるため Winchell の分類法に従つて FeAnt, Ant, Dn 及び At の四端成分を含むものとして計算すると



となり Si_{15} H_{35} , 及び O_{74} の過剰を見る。この過剰は重量百分率で表せば SiO_2 0.90 % 及び H_2O 0.77 % に相當するから實驗誤差の範囲内に入るもの見做して差支へない。故に上記の値から端成分の分子百分率を求めると

FeAnt=15.58%, Ant=10.81%, Dn=44.92%, At=28.69% となる。

更に上記の分子百分率から Winchell の新しい分類法¹⁾に従つて計算すると

$$\begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 2 \text{ Ant} = 34.99\% \\ 3 \text{ Dn} + 3 \text{ At} = 65.01 \end{cases} \quad \text{及び} \quad \begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 3 \text{ Dn} = 60.32\% \\ 2 \text{ Ant} + 3 \text{ At} = 39.68 \end{cases}$$

となる。Winchell は化學成分上の分類として aphrosiderite 及び ripidolite に次の如き値を與へてゐる。

aphrosiderite

$$\begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 2 \text{ Ant} = 40 \sim 20\% \\ 3 \text{ Dn} + 3 \text{ At} = 60 \sim 80 \end{cases} \quad \text{及び} \quad \begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 3 \text{ Dn} = 60 \sim 80\% \\ 2 \text{ Ant} + 3 \text{ At} = 40 \sim 20 \end{cases}$$

ripidolite

$$\begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 2 \text{ Ant} = 40 \sim 20 \\ 3 \text{ Dn} + 3 \text{ At} = 60 \sim 80 \end{cases} \quad \text{及び} \quad \begin{cases} 2 \text{ FeAnt} + 3 \text{ Dn} = 40 \sim 60 \\ 2 \text{ Ant} + 3 \text{ At} = 60 \sim 40 \end{cases}$$

上記の値と本緑泥石の値とを比較して見ると、本緑泥石は aphrosiderite に屬することを知る。然して本緑泥石の $2 \text{ FeAnt} + 3 \text{ Dn} = 60.32\%$ なる値は aphrosiderite と ripidolite との境界値 $2 \text{ FeAnt} + 3 \text{ Dn} = 60\%$ に極めて近く、本緑泥石は Winchell の分類法によれば ripidolite に極めて近い aphrosiderite と云ふことが出来る。Orcel の分類法では aphrosiderite に極めて近い ripidolite に屬することを知つたが、Winchell 及び Orcel の兩分類によつて本緑泥石は aphrosidetite と ripidolite との境界値附近のものである事が知られる。

更に上記の分析に使用した緑泥石の元の岩石である柘榴石緑泥石岩から柘榴石のみを除去した部分の分析を試みた。この部分は殆んど緑泥石及び磁鐵礦からなつてゐる。その分析の結果は第五表 2 の如くである。同表の I は前に掲げた純粹の緑泥石の分析値であるが、この兩分析値から前者の磁鐵礦の含有量を計算すると約 8.4 wt% となる。同表 3 は須藤學士の分

1) Winchell, A. N.; Am. Min., 21, pp. 642~651, 1936.

析値である。本緑泥石とはやゝ著しい差異はあるが、これは試料の採集地點が異つてゐるためであらうと思はれる。尙参考のため、Orcel の論文中に引用してゐる多數の分析値の内本緑泥石と近似してゐる成分のものを同表に掲げた。同表に於て 4 及び 5 は Orcel の分類法によれば ripidolite に屬し、6 は aphrosiderite に屬する。

第 五 表

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	23.57	21.72	23.13	23.52	25.72	23.47
Al ₂ O ₃	20.20	17.48	24.78	22.35	20.69	21.03
Fe ₂ O ₃	3.94	11.11	9.84	1.92	4.01	1.86
FeO	28.59	26.98	24.74	28.78	27.79	35.14
MgO	10.78	9.67	6.41	10.79	11.70	6.72
CaO	0.37	0.06	0.35	0.39	0.40
Na ₂ O	0.18	0.25	n.d.
K ₂ O	0.08	0.11	n.d.
H ₂ O ⁺	11.57	10.63	9.48	11.28	10.05	11.23
H ₂ O ⁻	1.09	1.60	0.92	0.80
TiO ₂	0.35	0.69	n.d.
MnO	0.19	0.15	0.32	0.05
Total	100.91	100.45	99.65	99.35	99.96	100.70
分析者	八 木	八 木	須 藤	Bird	Erlenmeyer	Orcel

1 弓長嶺礦山後臺溝産柘榴石緑泥石岩中の緑泥石

2 弓長嶺礦山後臺溝産柘榴石緑泥石岩より柘榴石のみを除去したるもの

3 弓長嶺 aphrosiderite, 須藤俊男; 岩礦, 第 24 卷, 總 110 頁, 昭和 15.

4 Bastesvill 産 ripidolite, Orcel, J.; Bull. Soc. Min. Fr., **50**, p. 357, 1927.

5 Bonscheuer 産 aphrosiderite, Orcel, J.: op. cit, p. 360.

6 Weilburg 産 aphrosiderite, Orcel, J.; op. cit, 367.

比 重 本緑泥石を細粒となし、磁鉄礦を充分除去して後に比重壘法によつて比重を測定した。五回の測定の結果を平均すれば次の値を得た。

$$G_{4^{\circ}C} = 3.045$$

緑泥石は従來化學分析が多く行はれてゐるに比して比重の測定は比較的に少ない様である。従來の文獻によれば緑泥石の比重は 2.6 から 3.2 位までの種々の値を示し、一般に鐵の含有量の増加と共に比重も大となる様であ

る。從來の測定値は Dana¹⁾ 及び Doelter²⁾ の著書に多數記載されてゐるが何れも相當古い文獻によつたものばかりであるから、Orcel の論文中に記載されてゐるものを光學性と共に第六表に掲げた。同表に示す如く弓長嶺綠泥石の比重及び光學性は Masoala 産 ripidolite と Weilburg 産 aphrosiderite の中間の値を示してゐる。Messina 産 thuringite の比重は表に示した aphrosiderite よりも小であるが、一般には更に大であると考へ

第 六 表

	比 重	光 學 的 性 質
1 Ripidolite	2.883	$\alpha=\beta=1.618, \gamma=1.621$
2 Ripidolite	2.901	$\alpha=\beta=1.616, \gamma=1.620^{\text{m}}$
3 Ripidolite	2.94	$\alpha=\beta=1.633, \gamma=1.634$
4 Aphrosiderite	3.045	$\alpha=1.641, \gamma=1.642$
5 Aphrosiderite	3.100	$\alpha=1.648, \beta=\gamma=1.651$
6 Thuringite	2.960	$\beta=1.685$

- 1 Ripidolite from Andrata (Madagascar), Orcel, J.; Bull. Soc. Min. Fr., 50, p. 227, 1927.
- 2 Ripidolite from Croix (Isère), Orcel, J.; op. cit., p. 230.
- 3 Ripidolite from Masoala (Madagascar), Orcel, J.; op. cit., p. 237.
- 4 弓長嶺産 Aphrosiderite.
- 5 Aphrosiderite from Weilburg (Nassau), Orcel, J.; op. cit., p. 250.
- 6 Thuringite from Messina (Transvaal), Orcel, J.; op. cit., p. 262.

られ Dana の著書には thuringite の比重として 3.177, 3.184, 3.191 等が掲げられてゐる。現在に於ては綠泥石族の比重、光學性及び化學成分の間の關係は、唯鐵の増加に伴つて比重及び屈折率の増大を來すといふ一般的傾向が知られてゐるに過ぎない。

以上の光學的性質からの分類、化學成分上からの分類並びに比重等から考へると後臺溝産柘榴石綠泥石岩中の綠泥石は ripidolite に近い aphrosiderite であるといふことが出来る。又同礦山の他の露頭に於ける柘榴石綠泥石岩中の綠泥石も略々類似したものであると考へられる。

1) Dana's A System of Mineralogy, p. 1917.

2) Doelter, C.; Handbuch der Mineralchemie, Bd. II, 2 Teil, p. 635, 1917.

5 柘榴石綠泥石岩の成因 本岩石は既に述べた様に茨兒山より北西部の主鐵礦層に沿ひ、上盤或は下盤側に接し、又は鐵礦層中に層狀に挟まれて産するのであるが、主鐵礦層に沿ふて連續して産するのではなくてその内特に綠泥石岩の發達した部分の内、主鐵礦層の富礦體の存する所に見られるのである。この事は後に述べる柘榴石カンニングトナイト岩及び柘榴石直閃石岩に就ても全く同様である。換言すれば綠泥片岩類は主鐵礦層に沿ふて甚しき變質を受け所々に綠泥石岩を生じ、其中に柘榴石、カンニングトナイト、直閃石等を産するものであつて、これ等礦物の生成は鐵礦層の富化作用と關係したものではないかと思はれる。

かゝる事實を説明するために、花崗岩岩漿中の揮發成分が急傾斜をなし、てゐる鐵礦層に沿ふて上昇し、鐵礦層中の鐵及び珪酸を溶解或は再沈澱せしめ、同時に鐵礦層の周圍の岩石を變質し、柘榴石、カンニングトナイト或は直閃石等を生ぜしめたものと考へたい。

綠泥石、柘榴石、カンニングナイト及び直閃石の化學成分の間の關係は後に述べるが、綠泥石と柘榴石及びカンニングトナイトとは化學成分上共通の成分を有し、綠泥石から柘榴石或はカンニングトナイトに變化するためには新たな成分の浸入を餘り必要としない。綠泥石の如き多量の水分を含むするものから柘榴石の如き無水鹽、或はカンニングトナイトの如き揮發成分の少ないものを生ずるためには相當に高温を必要とし、又分子結合の改變を行ふためには充分なる揮發成分の導かれる事が必要である。即ち氣成作用の如きものが必要と考へられる。實際に後稜溝及び龜石溝に於ては氣成礦物と考へられる電氣石が見られる。若しかゝる氣成作用を認めるならば鐵礦層の富化作用の一つである珪酸の除去及び磁鐵礦の沈澱も容易に考へられることである。

氣成作用の後に當然來るべきものは熱水作用であつて、この時期に於ては溫度に比して水蒸氣壓は大となり、無水鹽類は分解されて含水鹽類となり易く、又石英の沈澱も行はれる。かゝる熱水作用の行はれたと思はれる

第 拾 圖



×25

第 拾 壹 圖

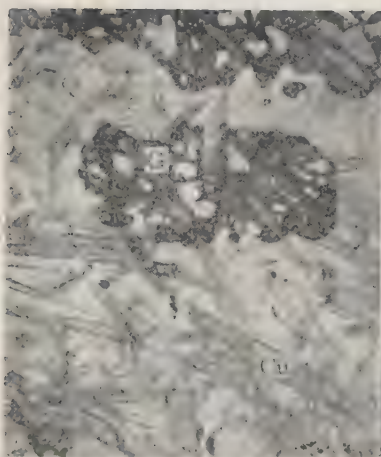


×25

C 綠泥石

(u) カンニングトナイト

第 拾 參 圖¹⁾

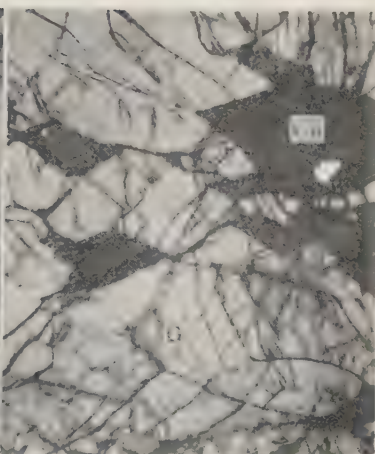


×25

Q 石英 G 柘榴石

Cu ガンニングトナイト

第 拾 四 圖



×25

G 柘榴石

Cu カンニングトナイト

1) 第拾參圖及第拾四圖は第拾貳圖と共に次號に屬すべきも圖版の都合上本號に加へたり。

例は柘榴石が分解して綠泥石となる場合及びカンニングトナイトが變質して綠泥石となる場合に於て見られる。實際に後臺溝産柘榴石綠泥石岩の柘榴石はその周圍のみならず多數の龜裂に沿ふて綠泥石が生じてをり、又結晶の稜の附近は特に著しく顯微鏡下で觀察するとき柘榴石はもとの輪廓を保ちながら柘榴石の實質は圓味を帶びてゐる場合が屢々見られる。又本岩石の綠泥石はカンニングトナイトから變つたものであるが、第九圖に示した柘榴石中の菱形包裹物は元カンニングナイトであつたと考へられ、又第拾圖及び第拾壹圖はカンニングトナイトが綠泥石に變質する過程を示したもので、第拾圖に於ける針狀結晶は元のカンニングトナイトの形態を示したもので、第拾壹圖は同一の場所を十字ニコルにしたのであるが、白色の部分のみが現在のカンニングトナイトで、其他の部分は綠泥石である。即ちカンニングトナイトの劈開面及び結晶の周圍から綠泥石に變化したものである。第拾壹圖の暗色の部分は總て綠泥石であるが、複屈折弱きため同圖にはよく現はれてゐないけれども、實際に顯微鏡下で見るとき綠泥石はすべて針狀乃至棒狀をなし、カンニングトナイトから變化した事が良く見られる。

熱水作用の時期に於ては石英の沈澱が行はれるが、龜石溝及び後臺溝等にて圓味を帶びた柘榴石及び綠泥石を含んだ石英質脈が見られる。又この時期に於ては鐵礦層中に石英を沈澱し、鐵礦を貧礦化することを考へられる。

以上述べた如く柘榴石綠泥石岩の柘榴石が主として揮發成分による接觸變質作用によつて生じたものとすれば柘榴石綠泥石岩は成因上二種に分けられる。

(I) 綠泥石が氣成作用を受けて柘榴石を生じ柘榴石綠泥石岩となつたもの。この種のは電氣石、白雲母、磁鐵礦を伴ひ、柘榴石の屈折率は柘榴石カンニングトナイト岩中の柘榴石よりも小である。龜石溝のものはこ

れに相當する。

(2) 綠泥石が氣成作用を著しく受け一旦柘榴石カンニングトナイト岩を生じ、更に熱水作用を受けてカンニングトナイトが綠泥石となつたもの。この種のものゝ柘榴石は柘榴石カンニングトナイト岩中に柘榴石と同じ屈折率を持つ。後臺溝産のものはこれに相當する。(未完)

ニ上山産柘榴石の研究 (I)

Studies of garnets in the andesites forming the volcano Nijô-san (I)

理 學 士 大 森 啓 一 (K. Ohmori)

ABSTRACT. The volcano Nijô-san, distant about 25 km south-east from the city of Osaka, is a small dissected cone with two isolated peaks (Fig. 1), from which the name was originated. The volcano is formed of 4 different andesitic rocks, among which the biotite andesite contains especially abundant crystals of garnet, less than 2 mm in diameter. The number of these crystals is measured about 5 in 1 cc of the rock, while in other andesites this mineral is seen only sparingly. The occurrence of the placer garnet in this district was noticed and recorded at such an early time as A.D. 743. It occurs in the recent deposits in the eastern foot of the mountain, in the vicinity of a village called Anamushi. From their occurrences, the garnet crystals are conveniently divided into two groups: one kind appears as the porphyritic crystals, markedly corroded in the groundmass of the biotite andesite, and also as idiomorphic enclosures in the phenocrystic plagioclases in the same andesite. The other occurs as one of the mineral constituents of xenoliths included in the andesite. The metamorphic minerals in the xenoliths are garnet, plagioclase, quartz, biotite, sillimanite, andalusite, cordierite, staurolite, spinel, magnetite, glass etc. The modes of assemblage of these minerals are shown in Tabs. 2 and 4.

The occurrence of garnets as the enclosures in phenocrystic plagioclases, as stated above, may be taken as an important factor to indicate that the garnet crystallized primarily in the melts of the pieces of argillaceous sediments caught up into the andesite magma in its reservoir. It is conceivable that the magma in the reservoir was agitated strongly and repeatedly by violent activities of volatile components, by which the capture of the wall rocks into the magma was naturally increased and the garnet

crystals first developed abundantly in their melts were distributed evenly throughout the magma. In this later stage, the crystals were markedly corroded by the magma forming the groundmass.

The garnets in the andesite are distinguishable from those in the xenoliths by a_0 , the prevailing value of the former being 11.544 Å and that of the latter 11.504 Å, while the refractive index varies from 1.805 to 1.809 in the two groups and no distinction can be drawn between them (Tab. 5). From these physical properties, we see that the chemical composition of the garnets in the xenoliths must be slightly different from those of the red wine garnets in the andesite. The chemical composition of the latter, analysed by Dr. Y. Kawano in our Institute, is given as Alm=67.66 %, Py=13.20 %, Sp=4.13 %, Gr=8.58 % and And 6.43 %. From physical constants of the analysed garnets, namely $n=1.809$, $a_0=11.542$ Å and $G=4.104$, the computed composition is Alm=67.34 %, Py=13.07 %, Sp=4.51 %, Gr=8.64 % and And=6.44 %. It is worthy to note from a genetic view that the refractive index ($\gamma=1.673$) of the biotite enclosed in garnet is practically equal to that of the biotite in the andesite and is noticeably different from that ($\gamma=1.643-8$) of the biotite in the xenolith.

The petrographic characters of the xenoliths are widely different in accordance with the grades of thermal metamorphism applied by the andesite magma, that is, from micaceous slate to highly pyrometamorphosed fels. Some of the latter are characterized by brown glass filling up the interstitial spaces between the small well-outlined transparent crystals of plagioclase (ca 45% An) newly formed, which is easily distinguishable from the larger plagioclase (ca 70% An) formerly crystallized in the xenoliths under the influence of the andesite magma. If such pyrometamorphic progresses in the enclosures of the argillaceous rocks under a higher temperature in the andesite magma, the melt in which garnet and plagioclase primarily crystallized will be mixed up gradually with the andesite magma and the garnet crystals will remain in corroded form in the groundmass of andesite.

The physical properties (n and a_0) of the garnets, sparingly found in the gneissic granite which forms the foundation of the volcano, are practically equal to those of the garnets in the biotite andesite. It is easily conceivable that the gneissic character was essentially due to the enclosures of the argillaceous sediment which is the same material as captured in the andesite, and that the garnet crystals were formed from the melt of the enclosures. The n and a_0 of the garnets from pegmatite cutting through the above mentioned granite are noticeably different from those of the andesite, the xenolith and the granite. The present studies were carried out under the guidance of Prof. S. Kôzu, to whom the author's hearty thanks are due.

目 次

I 緒 言	關係
II 研究の歴史	VI 柘榴石
1 二上山柘榴石の研究	1 穴蟲柘榴石
2 火山岩に隨伴する柘榴石の研究	2 黑雲母安山岩中の柘榴石
III 地質及び地貌の概要	3 捕獲岩中の柘榴石
IV 柘榴石の母岩	4 黑雲母安山岩及び捕獲岩中の柘榴石の包裹物
片麻岩質花崗岩, 滙青岩, 黑雲母安山岩, 捕獲岩	5 片麻岩質花崗岩及びベグマタイト中の柘榴石
V 柘榴石母岩の顯微鏡下の觀察	6 滙青岩中の柘榴石
1 黑雲母安山岩	7 各種岩石中の柘榴石の比較
2 黑雲母安山岩中の諸礦物の共生關係	8 柘榴石の a_0 及び n に對する溫度の影響
3 滙青岩	VII 柘榴石の成因に關する考察
4 捕獲岩	VIII 總 括
5 捕獲岩中の諸礦物の共生	

I 緒 言

續日本紀卷十五¹⁾を繙くと、天平十五年(紀元1403年)七月十三日「宮奴斐太を免して良に従はしめ、大友の史の姓を賜ふ。斐太は始め大坂の沙を以て玉石を治め人なり」との記事がある。この大坂は下田に近き現在の逢坂で、玉石を治めた沙は柘榴石であると言ふ。依つて古く、今より約1200年前の聖武天皇の御代に、既に二上山附近で柘榴石が採集せられてゐたと考へられる。

この柘榴石は現在でも二上山附近の各地で盛んに採掘せられつゝあり、特に中心地の穴蟲産のものが著名である。採集せられた柘榴石は現地で金剛砂や研磨紙に作られてゐる。従つて穴蟲産の柘榴石に就いては既に許多の報告があり、又その成因に關しても諸説がある。

當教室では神津先生の研究室で數年來柘榴石の研究が行はれつゝあり、岩礦會誌上で發表されたものでは、石川のベグマタイト産柘榴石を始めと

1) 武田祐吉及び今泉忠義編：續日本紀(上) 361~362, 昭8.

して 20 數篇に上り, その中一部は柘榴石の研究 (I)¹⁾として編輯せられた。その序文に於て神津先生は「柘榴石それ自身の諸性質即ち物理的性質, 熱的性質, 化學的性質, X 線の性質等を出来るだけ精密に明かにして本礦物の種類を識別することが一つの重要問題である。」換言すれば「本礦物の構成成分を明かにし, 其變化が礦物の性質に如何なる影響を來すか, 又其變化が成因上に如何なる條件の差異を要するかを知りたいのである。」と述べておられる。この見地から種々の産出を異にする柘榴石が研究されつゝあるが, この中でも火山岩中の柘榴石は花崗岩乃至片麻岩中の柘榴石と共に成因上解釋の最も困難なものの一つであつて, 特に火山岩中の柘榴石の成因に關しては從來種々議論のあるところである。夫は含柘榴石火山岩の例が他の火山岩に較べて少いこと, 柘榴石は人工的に合成され難い礦物の一つであつて, その結晶條件, 生成狀態等の點に尙問題が残つてゐること等に基くものである。最近發表された和田峠産柘榴石の如きは成因の明かにされた點で, 火山岩産柘榴石に一資料を加へたものと言へよう。

二上山附近の柘榴石が火山岩に隨伴する柘榴石の一例であることは周知の如くである。この柘榴石の物理的諸性質を明かにすべく, 神津先生の御指導の下に昭和十三年以來實驗を行つて來た。捕獲岩石に就いては益富壽之助氏から神津先生に贈呈された同氏採集の貴重な捕獲岩石標本に就いて最初種々實驗を行つたが, 更に充分な試料の必要を感じ, 神津先生の御指導の下に昨年六月並びに本年一月現地を調査した。この調査に際しては嘗て二上山の研究をされた吉澤甫學士並びに益富氏から標本の採集其他に就いて種々の御助言に與り多大の便宜を得た。偶々東大でも當時學生であつた森本良平學士が坪井教授の指導の下に二上山捕獲岩石に就て研究されてゐた。

こゝに研究結果を發表するに當り, 本研究の機會を與へられ, 終始御懇篤

1) 神津叔祐: 柘榴石の研究 (I) 昭 15.

なる御指導と御鞭撻を賜り、又實驗に際しては貴重な標本を御貸與下された神津先生に對して深く感謝の意を表する。又文獻の一部を御貸與下された高根助教授、光學實驗に際して御援助下された渡邊(新)助教授、穴蟲産柘榴石の分析試料の一部を御貸與下された河野助教授に對して謝意を表する。又捕獲岩石標本を寄贈された益富氏、標本の採集に際して助言を與へられた吉澤學士並びに實驗試料の一部を寄贈された森本學士に對して御禮申し上げる。

II 研究の歴史

1 二上山産柘榴石の研究 二上山附近の柘榴石に就いては多くの研究がある。例へば穴蟲産柘榴石に就いては山下傳吉氏¹⁾、高壯吉氏²⁾、比企忠氏³⁾、神保小虎氏⁴⁾、河村信一氏⁵⁾、鈴木醇氏⁶⁾及び富田達氏⁷⁾の研究があり、柘榴石の成因に關しては故大湯正雄氏⁸⁾、坪井誠太郎氏⁹⁾、吉澤甫氏¹⁰⁾、杉本功氏¹¹⁾、大橋良一氏¹²⁾並びに益富壽之助氏¹³⁾の研究が發表された。又柘榴石に伴ふ銅玉に就て南英一氏¹⁴⁾、内山平八郎氏¹⁵⁾の、紅柱石に就て益富壽之助氏¹⁶⁾

- 1) 山下傳吉：大和國穴蟲村の金剛砂，地學，**6**，228，明 27。
D. Y.：穴蟲の金剛砂，地學，**6**，112，明 27。
- 2) 高 壯吉：柘榴石(日本礦物雜説 2)，地質，**3**，88，明 29。
- 3) 比 企 忠：大和國穴蟲村産柘榴石，地質，**9**，434，明 35。
- 4) 神保小虎：本邦火山岩中の柘榴石，地質，**10**，304，明 36。
- 5) 河村信一：柘榴石(大和穴蟲産)，地質，**14**，419，明 40。
- 6) 鈴木 醇：柘榴石の產出狀態に就て，地質，**29**，62，100，大 11。
- 7) 富 田 達：大和穴蟲産柘榴石の條線，地質，**36**，87，昭 4。
- 8) 大湯正雄：二上火山，震災豫防調査會報告，**72**，明 43。
- 9) 坪井誠太郎：大和二上火山の「含柘榴石雲母安山岩」に就いて，地質，**36**，30，昭 4。
- 10) 吉澤 甫：二上火山研究概報，地球，**14**，344～362，昭 5。
- 11) 杉 本 功：二上火山産柘榴石黑雲母安山岩及び黑雲母花崗岩に就て，我礦，**5**，160～170，昭 11。
- 12) 大橋良一：二上火山の柘榴石黑雲母安山岩と岩漿分結，我礦，**5**，170～172，昭 11。
- 13) 益富壽之助：二上火山の柘榴石黑雲母安山岩の捕獲物と柘榴石其他の礦物の根源に就いて(豫報)，我礦，**6**，89～98，昭 12。
- 14) 南 英一：大和穴蟲産金剛砂中の青色礦物，地質，**36**，539～540，昭 4。
- 15) 鶴川平八郎：大和穴蟲産の銅玉に就いて，地球，**19**，226～229，昭 8。
- 16) 益富壽之助：大和穴蟲の紅柱石，我礦，**2**，368，昭 8。

の報告がある。更に柘榴石の化學成分に就いては神津先生並びに河野助教授¹⁾の、格子恒數に就いては神津先生並びに高根助教授²⁾の、又物理恒數並びに此等から算出した化學成分に關しては神津先生並びに筆者等³⁾の研究がある。

次に柘榴石の成因に關して從來發表された諸説を少しく紹介して見よう。大湯博士の研究はこの成因に就いて述べたものの中の嚆矢である。同氏⁴⁾は成因に二つの説を考へられた。その一つは物理的の特別の状態を原因とするものである。即ち母岩漿は角閃輝石安山岩又は diogabbroic に相當するものであつて、之は普通の状態では黒雲母の結晶を生じない傾向のものである。然るに或る特別の物理的状態のもとに、この黒雲母が突然として作られ、從つて母漿中の各粒子間の關係が破られ、その結果柘榴石に生成の機會を與へたとするものである。他の一つは一種特別の化學成分の母漿より、柘榴石が當然その豫定の晶出順序に從つて結晶を始めたとするものであるが、如何なる化學成分のものであるかに就いては述べてゐない。

之に次いで坪井教授⁵⁾は本柘榴石は安山岩中の母漿から晶出したものでなく、基底の岩石から來た外來結晶(xenocryst)と考へられた。夫は安山岩中に基底岩石の破片が捕獲岩片(xenolith)として多量に含まれてゐるからである。併し基底の如何なる岩石からの外來結晶であるかに就いては述べて居ない。

吉澤學士⁶⁾は黒雲母安山岩中の柘榴石と、その基盤の花崗岩中の柘榴石とを化學分析し、この結果兩岩石中の柘榴石の成分が良く一致するので、別

1) 神津淑祐及び河野義禮：穴蟲産柘榴石の化學成分に就いて、岩礦，21，80～85，昭 14.

2) 神津淑祐及び高根勝利：穴蟲産柘榴石の格子恒數，岩礦，21，123～125，昭 14.

3) 神津淑祐，竹内常彦及び大森啓一：長久保，穴蟲及び中津川産柘榴石の化學成分と物理性質との關係及び格子恒數の再検討，岩礦，23，51～65，昭 15. 柘榴石の物理恒數より化學成分を算出する方法，岩礦，23，203～233，昭 15.

4) 大湯正雄：前掲，31～32，明 43.

5) 坪井誠太郎：前掲，30～31，昭 4.

6) 吉澤 甫：前掲，352～354，昭 5.

々に晶出したものでなく、花崗岩中に歪成礦物 (stress mineral) として生じた柘榴石が安山岩中に捕獲せられたものである、即ち安山岩中の柘榴石は花崗岩中の柘榴石の外來結晶であると考へられた。

最近の Brammall 及び Bracewell¹⁾ の研究に依れば、一花崗岩塊中の柘榴石にも、その成因に相當の差異あることを證據だてた論文もある。若し之が信すべき資料であるとすれば、吉澤氏の論旨と抵觸するものである。

更に大橋良一²⁾ 氏並びに杉本功氏³⁾ は柘榴石、黒雲母及び斜長石を研究し、安山岩中の柘榴石は同岩漿内で晶出したものと考へられた。

益富氏⁴⁾ は黒雲母安山岩中の捕獲岩片を觀察し、この柘榴石を領家式變成岩に屬する黒雲母片麻岩からの外來結晶と考へられた。

以上の諸説を分類すると次の様になる。

(1) 安山岩の岩漿中で結晶したとするもの……大湯博士、大橋氏及び杉本氏

(2) 外來結晶とするもの

(a) 基底の岩石中から來たもの……坪井教授

(b) 基底の片麻岩質花崗岩中から來たもの……吉澤學士

(c) 領家式變成岩の黒雲母片麻岩中から來たもの……益富氏

この後神津先生は穴蟲産柘榴石の化學成分に就いて研究されたが、その論文⁵⁾中にこの柘榴石の成因に關して次の様に注意された。

「余等も多年穴蟲柘榴石に興味を持ち注意を拂つて居つたが不幸にして未だ實地踏査の機を得なかつた。故大湯博士が堇青石を二上火山岩石中に發見されて以來、同礦物と柘榴石とはこれ等礦物の成因的考察に關聯さるべきもので、且つ柘榴石製鍊場で採集中の多量の柘榴石を精査すると極めて少量ではあるが青色を呈する透明の六角柱狀微晶の銅玉が容易に見らるゝ事は、これ又これ等礦物の成因を考察せしむる重要資料である。

本地域のみならず其西方遠く瀬戸内海の南邊に沿ふて、二上火山岩と類似の火山岩

1) Brammall, A and Bracewell, S.: Variability of garnet in granites. Min. Mag. 24, 254~256, 1935~1937.

2) 大橋良一：前掲。

3) 杉本 功：前掲。

4) 益富壽之助：前掲。

5) 神津叔祐及び河野義禮：前掲。

諸所に露出し、其西端姫島の玻璃岩中に又柘榴石存在するは、筆者の一人が明治四十一年の交賀地に就て實見した所である。又これ等中間に露出する火山岩にも二三ヶ所に産出する。これ等が皆二上火山岩中の柘榴石の場合と同一成因に歸すべきやは更に研究を要する所なるも、瀬戸内海の南邊に分布する古銅輝石安山岩中に、屢々石英を含み稀には正長石と共に混在するは古銅輝石安山岩漿が、基盤の花崗岩を捕獲し、其の一部の礦物は熔融を脱れて安山岩中に殘存し居ることを如實に物語るもので柘榴石の場合も他の種の捕獲岩の殘存礦物にはあらざるか。」

2 火山岩に隨伴する柘榴石の研究 本邦で火山岩中に柘榴石の見られるのは北から長野縣和田峠、紀伊半島の和歌山縣東部より奈良縣南部及び三重縣南部地方に分布する酸性火山岩中、香川縣及び愛媛縣の北部に分布する讃岐岩及び安山岩質岩石中並びに大分縣姫島の流紋岩質玻璃岩中等である。

この中和田峠産柘榴石に就いては神津先生¹⁾の研究がある。神津先生は母岩の諸性質、母岩と柘榴石との關係、柘榴石と石英との關係、柘榴石の諸性質等より、常に空孔内に産するこの柘榴石は流紋岩の酸性熔岩の 573°C 以下に於ける後期晶出物として、一種のニューマトリテック作用で晶出したものであり、その礦物成分は母岩漿から瓦斯體として供給されたものであると結論された。

又紀伊半島の酸性火山岩中の柘榴石に就いては、地質調査所の地質圖幅並びに説明書の他に、佐渡學士²⁾、本間博士³⁾、渡邊教授⁴⁾及び竹内學士⁵⁾の研究があるが、未だ成因は明かにされてゐない。

四國北岸の柘榴石に就いては杉博士⁶⁾の研究があり、又最近香川縣大川

1) 神津叔祐、竹内常彦、大森啓一及び加藤啓雄：和田峠産柘榴石の研究(I)，岩礦，**24**，201～228，昭 15。

神津叔祐、河野義禮及び八木健三：和田峠産柘榴石の研究(II)，岩礦，**25**，1～12，昭 16。

2) 佐渡道隆：紀伊木本附近の地質並びに岩石の概報，地質，**39**，657～659，昭 7。

3) 本間不二男：紀伊南部の火成岩と礦床の關係，火山，**3**，355～369，昭 13。

4) 渡邊萬次郎：紀伊熊野地方に於ける酸性火成岩類の二三の產狀，岩礦，**21**，178～192，昭 14。

5) 竹内常彦：本邦産柘榴石の屈折率並びに比重に就て，岩礦，**21**，218～220，昭 14。

6) 杉 健一：四國高松附近の讃岐岩類，特に其の中の xenocryst に就て，火山，**4**，17～33，昭 13。

郡津田町附近の雨瀧山産柘榴石に就いて、神津先生及び八木學士¹⁾並びに竹内學士²⁾が研究された。この研究に依ると、柘榴石は黒雲母花崗岩を基盤としてこの上に噴出した安山岩中に含有せられ、又この安山岩中には捕獲岩が多數見られる。この安山岩及び捕獲岩の顯微鏡下の觀察並びに柘榴石の諸性質から竹内學士は柘榴石の成因を安山岩質岩漿が逆出の途次、柘榴石、珪線石、尖晶石、十字石、黒雲母、斜長石等より成る變質岩を多量に捕獲し、この柘榴石が母岩中に分散したものと考へられた。又神津先生及び八木學士は化學分析の結果から之と同様の結論を述べられた。

外國に於る安山岩中の柘榴石の研究に就いて見るに Bergeat³⁾は Lipari 島の含柘榴石安山岩を研究した。この安山岩には斑晶として曹灰長石、紫蘇輝石、單斜輝石、黒雲母並びに柘榴石、堇青石、紅柱石、珪線石等が含有され、柘榴石は礫上質變成岩中に存在したものが捕獲せられたのである、但し化學分析はされてゐない。

R. Brauns⁴⁾の有名な研究である Laacher See 地域の火山拋出物及び火山岩包裹物中には柘榴石が他の變成諸礦物と共出するが、其母岩は該火山の基盤を成す結晶片岩であつて、柘榴石は其母岩と共に火山活動の爲に地表に拋出され或は岩漿中に包裹され熔岩流中に見られるものである、これ等熔岩は多種で玄武岩、安山岩、粗面岩等である。岩石の變質度から見ると、所謂 pyrometamorphism の階程から contact metamorphism の階程

1) 神津淑祐及び八木健三：雨瀧山産柘榴石及び其母岩の化學成分、岩礦、**26**, 101~121, 昭 16.

2) 竹内常彦：雨瀧山産柘榴石及び其母岩、岩礦、**26**, 51~78, 昭 16.

3) Bergeat, A.: Der Cordieritandesit von Lipari, seine andalusitführenden Einschlüsse usw. N. Jb. Min. BB **30**, 575~627, 1910.

4) R. Brauns, Die Mineralien der Niederrheinischen Vulkangebiete, Stuttgart, 1922.

R. Brauns, Die Bedeutung des Laacher Sees in mineralogischer und geologischer Hinsicht. Natur und Heimat. S. 15~41, 1926.

R. Brauns, Auswürflinge aus dem Saacher Seegebiet und ihre wissenschaftliche Bedeutung. Steinbruck und Sandgrube. Nr. 11, S. 1~23, 1930.

のものが見られ、又 pneumatolytic action で生じた柘榴石もある。これ等の柘榴石は多くは赤色の almandine (spessartite-almandine 及び pyrope-almandine) であるが、又褐色の andradite が alkali syenite より導かれた sanidine の抛出物中に見られる。

Burri 及び Parga-Pondal¹⁾ はスペインの Hoyazo 産含柘榴石安山岩中の柘榴石を研究し、この安山岩は柘榴石-黒雲母-珪線石-片麻岩を捕獲し、柘榴石は捕獲結晶として残つてゐるものと考へた。この柘榴石は分析の結果 Alm=77.6%, Py=11.4%, Sp=5.3% 及び And=5.7% で屈折率は $n=1.813$ である。

火山岩に随伴する柘榴石に就いてではないが、堇青石と共生する柘榴石の化學成分に關して Folinsbee²⁾ の最近の發表がある。之は進入同化片麻岩中の堇青石と共生した柘榴石である。他に共生礦物として珪線石、綠色尖晶石、石墨、黒雲母、微斜長石、中性長石及び電氣石がある。柘榴石の分子比は Alm=74.0%, Py=24.0%, Gr=0.5% 及び Sp=1.5% である。之と共生した黒雲母は光學性質から $\text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2=39.9\%$, $\text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2=60.1\%$ と推定され、又堇青石は化學分析より $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}=61.0\%$, $\text{Fe}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}=39.0\%$ と決定された。更に柘榴石と堇青石の關係から柘榴石の成分を次の様に考へた。柘榴石、黒雲母及び堇青石の三礦物が熱的變質堆積岩中に共生するのは柘榴石の成分が極く狭い範圍にある時のみである。即ち柘榴石の成分がこの範圍にある時には、この柘榴石は堇青石と共生し得る可能性が大である。著者はこの柘榴石の

1) Burri, C. u. Parga-Pondal, I.: Neue Beiträge zur Kenntnis des granatführenden Cordieritandesites von Hoyazo bei Nijar (Provinz Almeria, Spanien). Schw. M. P. M. **16**, 226~262, 1936.

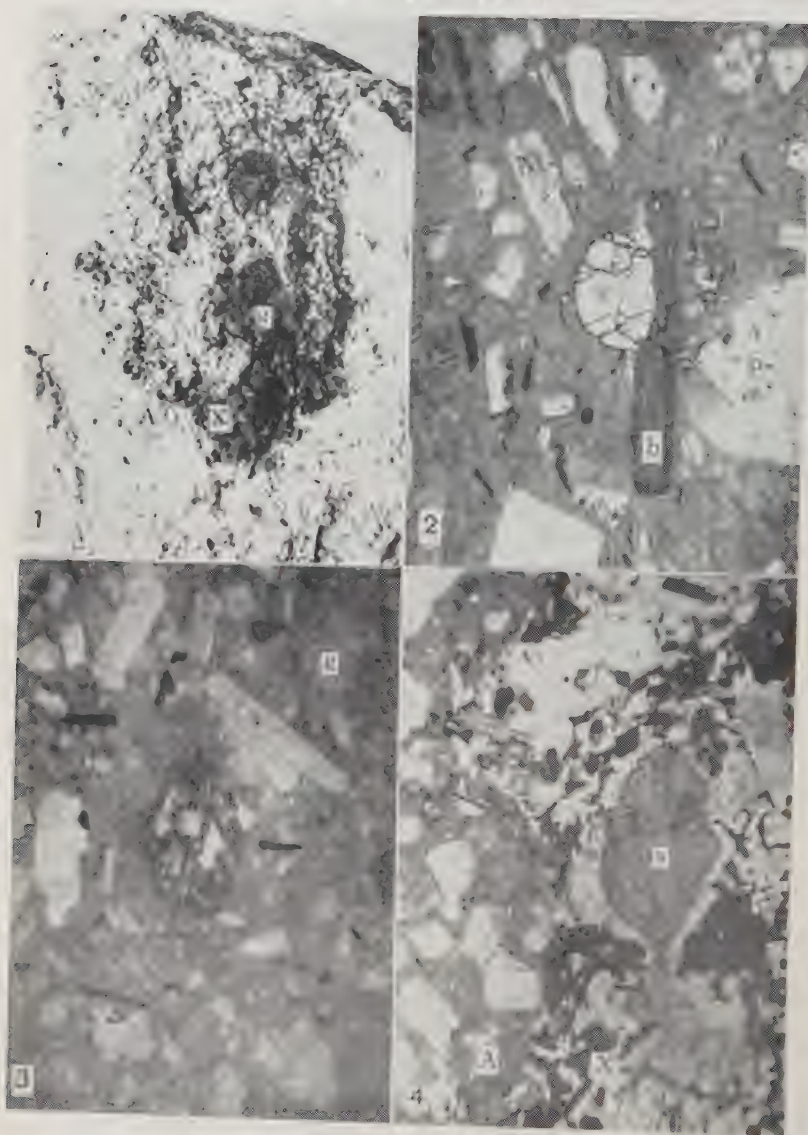
2) Folinsbee, R. E.: The chemical composition of garnet associated with cordierite. Am. Min. **26**, 50~53, 1941.

第壹圖説明 1 當麻驛より二上山を望む。右は雄岳、左は雌岳。2 王寺南方大峯の片麻岩質花崗岩中の柘榴石の產出場所を示す。3 二上山西南方の含捕獲岩安山岩の產出場所。北方より望む。4 同上、西方より望む。

第 一 圖



第 貳 圖 (Fig. 2)



成分を大略 $Py=12\sim 25\%$, $Alm=70\sim 80\%$ として居る。併しこの議論には尙問題が残つてゐる。

III 地質及び地貌の概要

位置 本地域は大阪府と奈良縣の境界をなして南北に走る葛城山脉の北端に位置する。二上山は別名を双子山とも云ひ、この附近の最高峰であつて、雄岳及び雌岳より成る(第壹圖 I)。この西方に大師山、その北方に古市山(別名を寺山とも云ふ)、更にその東北方に明神山がある。二上山及び大師山と古市山との間を大阪鐵道線が、古市山と明神山との間を大阪軌道線が、更に明神山の北側に東西に流れる大和川を隔て、關西線が走る。嘗て地之で著名であつた龜ノ瀬はこの明神山の北方大和川北岸に位置し、鐵道は現在ではこの地點を避けて南岸を走つてゐる。

地形 二上山¹⁾は圓錐狀の火山で、噴出火口、爆裂口等は見當らない。山麓北側に二三の寄生火山がある。古市山は本地域第二の高山で、圓錐塊狀火山である。大師山は獨立した小圓錐形火山である。明神山附近は臺地狀の丘陵地形を呈する。

二上山、古市山及び明神山で圍れた中央地帶は盆地で、逢坂の西北約 1.5 軒にある關谷湖はもとの盆地にあつた湖水の跡と考へられてゐる。

河川には大和川の他に著しいものはない。山田及び春日を経て西北に流れる春日川、穴蟲及び逢坂を経て東方に流れる竹田川附近の田地底に柘榴石が堆積してゐる。著名な穴蟲柘榴石は此等を採掘したものである。

地質 本地域の地質及び火成岩一般に就いては先には大湯博士、後には吉澤學士が既に詳細に研究されて居るから、筆者は柘榴石に直接關係する

1) 此等の山の標高は省略する。

第貳圖説明 1 安山岩(A)中の捕獲岩(X)とその中の柘榴石(g)を示す。柘榴石は自形を呈する。 $\times 1.2$ 2 安山岩中の斑晶、柘榴石(g)、斜長石(p)及び黑雲母(b)を示す。石基は玻璃である。 $\times 22$ 3 安山岩中の珪線石斑狀變晶より變化した炭酸鹽礦物(c)を示す。 $\times 22$ 4 同上の捕獲岩(X)中の珪線石斑狀變晶(s)。安山岩(A)と捕獲岩(X)の境は不規則狀で、急變する。 $\times 22$

他の問題を主として注意し、一般岩石學に對しては兩先輩の所見に従ふことにした。

大湯博士及び吉澤學士は本地域を構成する火成岩及び水成岩の種類及び上下の順序を次の様に記述して居る。

大 湯 博 士		吉 澤 學 士	
6	古銅石雲母富士岩 Bronzite-mica-andesite	10	上部洪積層 Upper diluvium
5	讃岐石 Sanukite	9	讃岐岩 Sanukite
4	斜方輝石富士岩 Bronzite-hypersthene-andesite	8	古銅石安山岩 Bronzite andesite
3	含柘榴石雲母富士岩 Mica-garnet-andesite	7	下部洪積層 Lower diluvium
2	松香石 Pitchstone	6	黑雲母安山岩 Biotite andesite
1	正片麻岩 Orthogneiss	5	石英安山岩 Dacite
		4	玄武岩質安山岩 Basaltic andesite
		3	角閃石紫蘇輝石安山岩 Hornblende-hypersthene-andesite
		2	瀝青岩及び凝灰岩 Pitchstone and tuff
		1	片麻岩質花崗岩 Gneissic granite

上記の岩種中柘榴石を含有する火成岩は二上山を構成する基盤及び熔岩のみで、これらの岩種は次の様である。

大 湯 博 士		吉 澤 學 士	
5	讃岐岩 Sanukite	5	讃岐岩 Sanukite
4	斜方輝石富士岩 Bronzite-hypersthene-andesite	4	古銅石安山岩 Bronzite-andesite
3	含柘榴石雲母富士岩 Mica-garnet-andesite	3	黑雲母安山岩 Biotite andesite
2	松香岩 Pitchstone	2	瀝青岩 Pitchstone
1	正片麻岩 Orthogneiss	1	片麻岩質花崗岩 Gneissic granite

今回筆者の實地踏査に於て觀察した所は基盤岩石の花崗岩質岩石中の柘榴石、瀝青岩中の柘榴石及び黑雲母安山岩中の柘榴石である。其他古銅石

安山岩及び讃岐岩中の柘榴石に就いては野外の觀察を行はなかつたので其研究は後日に譲ることにした。

吉澤學士は此等各種岩石に就いて化學分析を行つた。

IV 柘榴石の母岩

本論文の取扱ふ柘榴石の母岩は上記三種であるが特に柘榴石含有量の多いものは黒雲母安山岩である。又片麻岩質花崗岩中に貫入するペグマタイト中にも柘榴石を含有するからこれも比較研究を行つた。以下これ等柘榴石の産狀に就いて記述して見よう。

片麻岩質花崗岩は二上山の南麓竹内峠附近、大師山の周圍、王子南方及び國分附近に分布する。この各地の花崗岩に就いて柘榴石の有無を調査した。この中王子南方約 1 軒の大峯に露出する花崗岩中に徑約 1~3 耗の柘榴石を採集することが出来たり。この花崗岩は片狀を呈し雲母片岩に接する。この雲母片岩は走向北 20° 西、傾斜西 50° で、分布は局部的で狭い。柘榴石は雲母片岩中に进入した幅約 1 米の花崗岩中に見られる。この結晶は (211) 面より成り、(110) 面の裂開で出来た條線が見られる。産出地域の狀態は第壹圖 2 に掲げた寫眞の様である。

瀝青岩中の柘榴石は二上山の東方及び西方の基部で容易に採集出来る。玻璃質の黑色の岩石で、肉眼的柘榴石が存在する。柘榴石は 0.5~1 耗で量は少い。

黒雲母安山岩中の柘榴石は二上山の西北方麓に廣く分布する。二上山の諸岩石中最も柘榴石の含有量の多いもので、肉眼的に大略均量に散在して居る。野外で數へた柘榴石の數は平均 10 厘平方中に約 300 個である。従つて夥しい量が含有されることになる。結晶の大きさは平均 1 耗で丸味を呈

1) この柘榴石は花崗岩が雲母片岩を貫いた時に、同岩石中の柘榴石を捕獲したのか、雲母片岩中を貫いたペグマタイト中に結晶した柘榴石をペグマタイトと共に捕獲したものか、又は花崗岩中に初成礦物として結晶したものかは野外觀察で明かにすることは出来なかつた。之と同様の柘榴石が福島縣伊達郡石戸村金淵で發見され、神津先生の下で目下研究中である。

するものが多い。

黒雲母安山岩中に捕獲岩片がある。之は二上山頂から西北方ドンズリボウ(屯鶴峯)に下る途中の新舊二ヶ所の石切場で容易に採集出来る。第壹圖3及び4に示したのはこの全景である。捕獲岩には種々あり、大部分は暗灰色細粒の黒雲母片岩の外観を呈する岩石である。この中或るものはその粒が一層細かくて粘板岩の外観を呈するものがある。之は變質程度の低いものであらう。捕獲岩の大きさは通常2〜5 糎で、外邊は一般に圓味を帶び、母岩たる黒雲母安山岩とはその色で判然區別出来る。肉眼的に認められる礦物に柘榴石、紅柱石、堇青石、銅玉及び黒雲母がある。柘榴石は總て結晶面が良く見られ、(211)面が認められた。

此等の捕獲岩の他に珪岩質のもの及びペグマタイト質のものが認められた。前者は無色乃至白色を呈し、1 糎大の石英の群生である。後者は長さ3 糎大の黒雲母結晶が發達し、その間を石英と長石の共生物が満してゐる。

V 柘榴石母岩の顯微鏡下の觀察

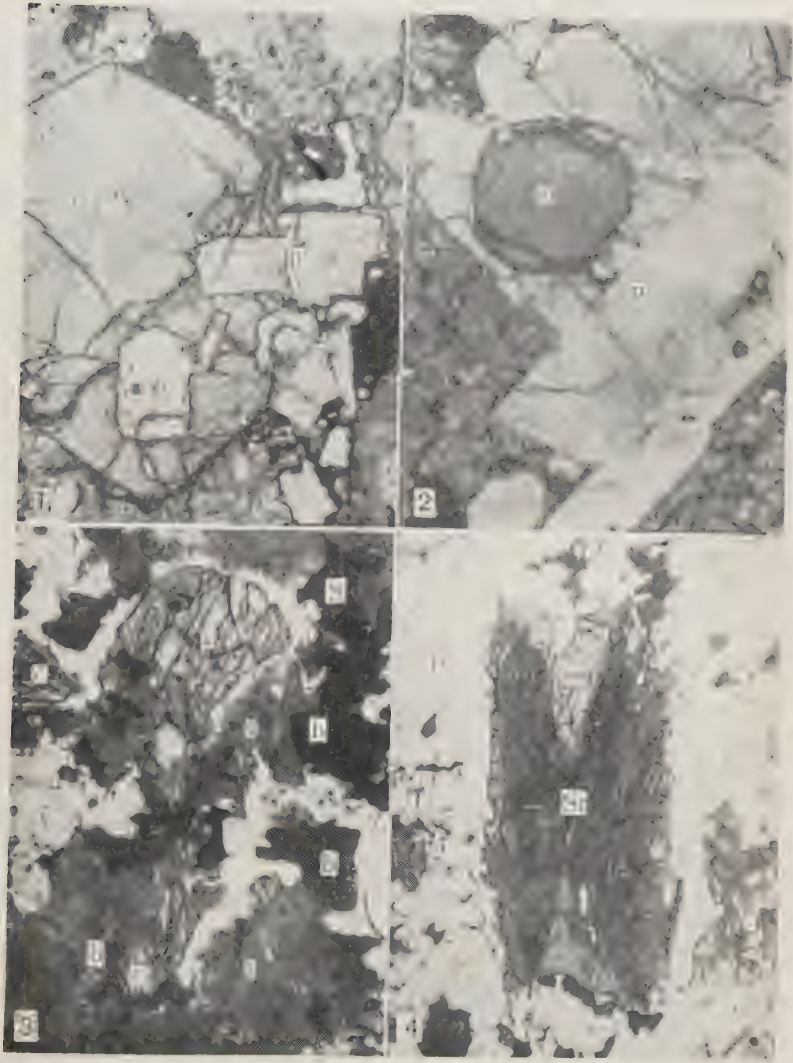
1 黒雲母安山岩 本岩は肉眼的に灰色の斑狀岩で、1 糎大の斜長石、黒雲母及び柘榴石の斑晶を有し、緻密質である。顯微鏡下に觀察すると下記三種の斑晶と斜長石の微晶を主とする玻璃質石基より成る。

斜長石 自形短冊狀を呈し、長さ 0.1〜2 糎で、斑晶中最も多量である。カールスバッド式及びベリクリン式双晶をなし、果帶構造も認められる。結晶の内部が蟲喰狀を呈するもの¹⁾がある(第六圖)。劈開片に就いて浸液法で測定した屈折率は次の様で、

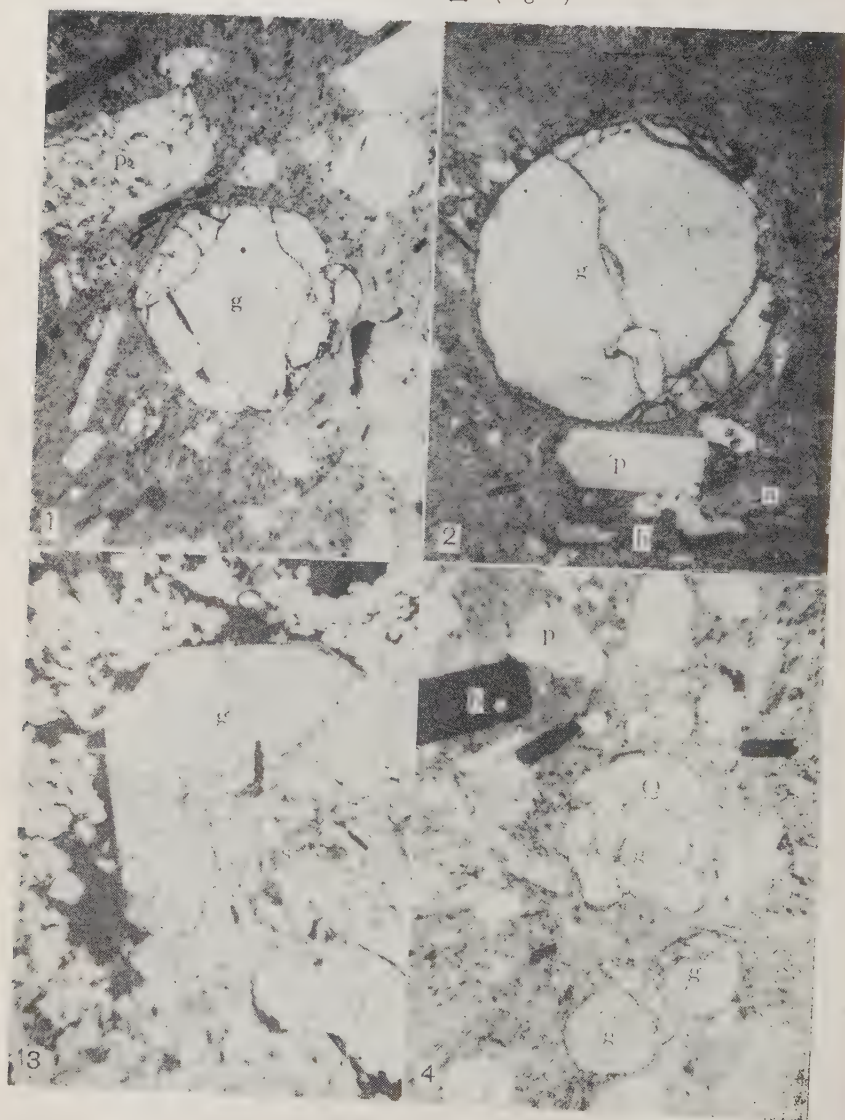
1) 捕獲岩中で生成した斜長石は黒雲母を含有する。この斜長石が安山岩漿中に捕獲され、中の黒雲母が熔融されて綠泥石に變化する。この綠泥石が更に硝子物質に變る。この蟲喰狀にこの様にして出来たものが一薄片で認められた。

第參圖說明 1 柘榴石(g)中に包裹された斜長石(左側の p. 之は少しく果帶構造を示す)と、外部に於て急に發達した斜長石(右側の p)を示す。×65 2 斜長石(p)中に包裹された自形の柘榴石(g)を示す。×65 3 捕獲岩中の銅玉(c)、珪線石(s)、尖晶石(S)及び黒雲母(b)を示す。×65 4 捕獲岩中の十字石(St)の砂時計様構造を示す。×65

第 參 圖 (Fig. 3)



第 四 圖 (Fig. 4)



斜長石 $\alpha' = 1.544 \sim 1.550$ on(001)

$\gamma' = 1.550 \sim 1.556$

31% An \sim 43% An

平均 37% An, 即ち中性長石である。

更に柘榴石を包裹する一斜長石斑晶の屈折率を、方位既知薄片から測定した。又之と比較する爲にこれに接近する斜長石斑晶の屈折率を測定した。此等の結果は次の様である。

斜長石(柘榴石を包裹するもの) $\alpha' = 1.544$ $\gamma' = 1.550$ on(001) 31% An

斜長石 $\alpha' = 1.544$ $\gamma' = 1.551$ on(001) 32% An

黒雲母 結晶の大きさは 0.1 \sim 2 耗で板状を呈し、稀に六角板状のものもある(第五圖 4)。岩漿運動の爲に彎曲したものも認められる(第五圖 3)。この彎曲した黒雲母は捕獲岩片の附近にも認められる。光學性質は次の様である。

黒雲母 $\gamma = 1.673$ on(001), $2V = 0$, 光學性負

X...淡褐色, Y 及び Z...濃栗褐色

吸収性 $X < Y = Z$

柘榴石 肉眼的に濃紅色を呈し、大き 1 耗を普通とする。顯微鏡下に觀察すると、外形は多くは融蝕され丸味を呈する(第四圖 2 及び第五圖 2)が、時に自形のものもある(第參圖 I 及び第四圖 I)。光學異常及び累帶構造は認められない。他の諸性質に就いては更に後述する。

石基 主として斜長石の微晶及び玻璃より成り、黒雲母の小結晶及び磁鐵礦を有する。他に融蝕されて丸味を帯びた石英、不規則外形を呈し、屈折率及び複屈折の高い炭酸鹽礦物(第五圖 4 及び第貳圖 3)等がある。

以上の諸礦物を第壹表に表示する。

2 黒雲母安山岩中の諸礦物の共生關係 先づ柘榴石と斜長石の共生關係を

第四圖説明 1 自形の柘榴石(g)を示す。p は斜長石である。柘榴石中に黒雲母がある。 $\times 22$ 2 丸味を帯びた柘榴石(g)を示す。p は斜長石、b は黒雲母、a は燐灰石。 $\times 65$ 3 捕獲岩中の柘榴石(g)とその中の珪線石(s)。柘榴石は自形を呈する。 $\times 22$ 4 融蝕された石英(Q)と柘榴石(g)を示す。p は斜長石、b は黒雲母。 $\times 22$

見ると、柘榴石中に斜長石の包裹されたもの(第參圖 1)と斜長石中に柘榴石の包裹されたもの(第參圖 2)とがある。共に包裹された礦物は自形を呈する。殊に斜長石中に包裹された柘榴石が何れも完全な自形を呈することは柘榴石の成因上重要なことである(第參圖 2)。第五圖 I に示した柘榴石では、斜長石に包裹された部分だけ自形を呈する。之は柘榴石が結晶終了後融蝕された事を示すものである。

第 壹 表 (Tab. 1)

黒雲母安山岩構成礦物		捕獲岩構成礦物	柘榴石中の包裹礦物
斑 晶 礦 物	石 基	石 英, 斜長石 黒雲母, 柘榴石 珪線石, 珪線石斑狀變晶 堇青石, 十字石 紅柱石, 鋼 玉 尖晶石, 磁鐵礦 綠泥石 炭素質物質 絹雲母様礦物 炭酸鹽礦物	斜 長 石 黒 雲 母 磁 鐵 礦 燐 灰 石 風信子礦 珪 線 石
斜 長 石 黒 雲 母 柘 榴 石	斜 長 石 黒 雲 母 燐 灰 石 磁 鐵 礦 玻 璃		
捕獲礦物 柘榴石の少量, 炭酸鹽礦物, 石英, 珪線石斑狀變晶より變化した炭 酸鹽礦物, 褐鐵礦様黃褐色礦物			

次に斜長石と黒雲母の共生關係を見ると、黒雲母は自形の斜長石を包んで發達する(第五圖 3 及び 4)。第五圖 3 の斜長石が黒雲母結晶外で内部より多く發達してゐないことは斜長石が結晶作用を終つた後、尙黒雲母が結晶を續けてゐたものと思はれる。

以上より此等礦物間には次の様な相互關係がある。

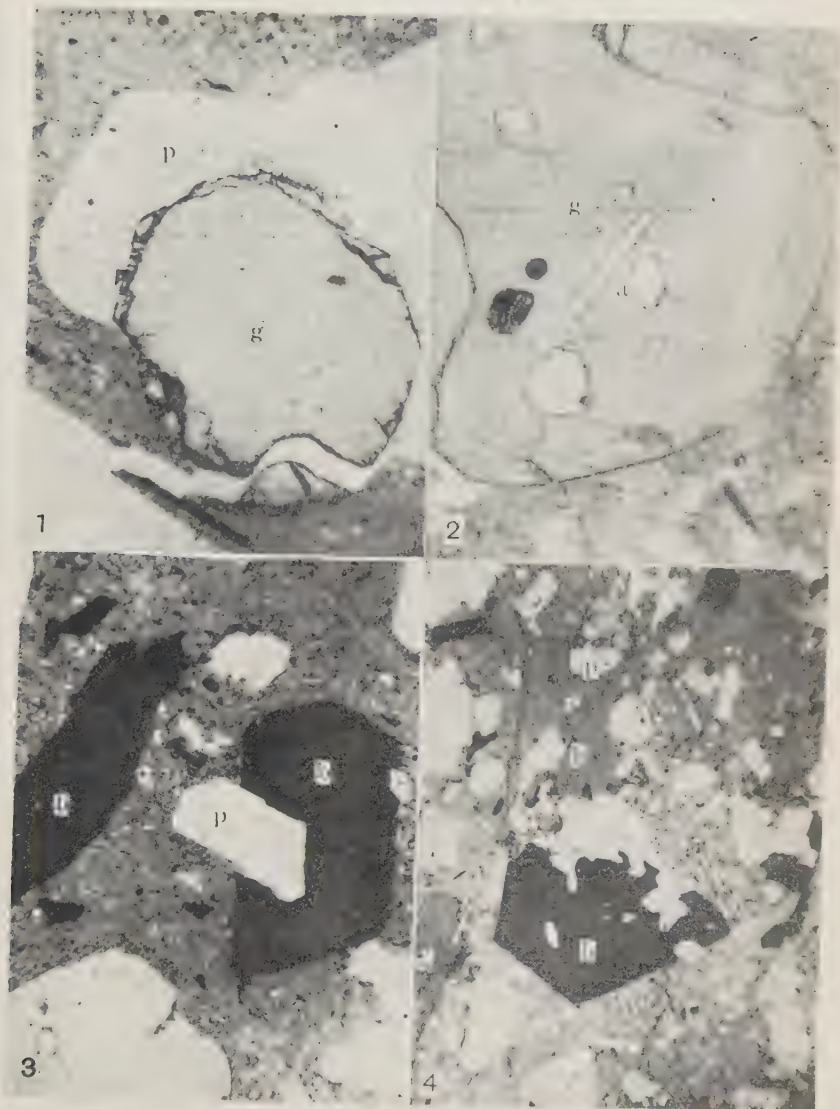
柘榴石.....結晶作用が一番早く終る。後に融蝕さる。

斜長石.....柘榴石に次いで結晶作用が終る。

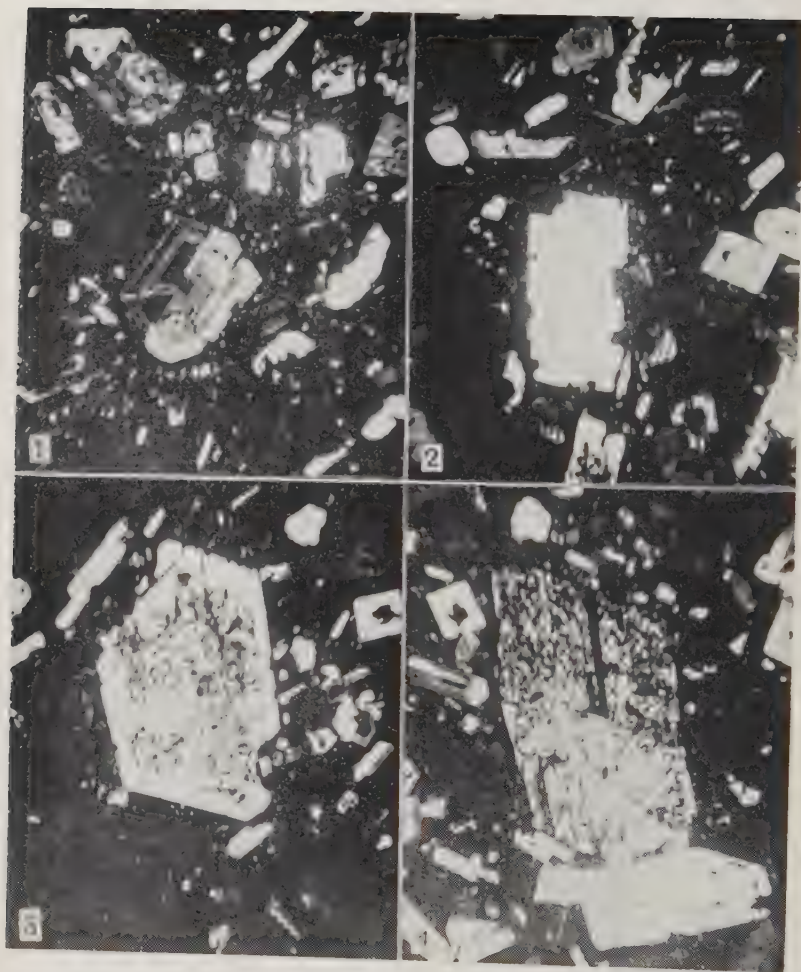
黒雲母.....結晶作用の終了は一番遅い。

第五圖説明 1 斜長石(p)中の柘榴石(g)は結晶面の跡を示すが、石基に接する部分は示さない。×65 2 柘榴石(g)中の包裹物, 燐灰石(a)を示す。×65 3 黒雲母(b)は斜長石(p)を包んで生長してゐる。又左側に彎曲した黒雲母(b)がある。×65 4 六角形様の黒雲母(b)と, 斜長石(p)を包んで發達した黒雲母(b)を示す。p の上方の不規則な外形を示すものは炭酸鹽礦物である。×22

第 五 圖 (Fig. 5)



第 六 圖 (Fig. 6)



尙第四圖 4 に掲げた柘榴石は石英と共に著しく融蝕されてゐる。この石英は捕獲岩石中より導かれたものであるから柘榴石も亦捕獲岩石より導かれ安山岩中にて融蝕を受けたものである。(第四圖 3 の柘榴石は捕獲岩石のもので自形を呈し、珪線石がその中に發達する。)

3 瀝青岩 Rosenbusch に従ふと、ガラス質の水分に富だん石基(Grundmasse)を有する石英粗面岩及び石英斑岩を玻璃斑岩(Vitrophyr)と呼び、この斑晶(Einsprengling)の多い時が Pechsteinporphyr で、少い時が Pechstein である。斑晶は石英粗面岩及び石英斑岩の場合と同様である¹⁾。

こゝに採集した瀝青岩もこの定義に一致し、石基はガラスにして、斑晶が少い。この斑晶は大きさ 0.5~1.0 耗の斜長石である。他に同じ位の大きさの石英及び約 0.3 耗の黒雲母がある。又 0.5~1.0 耗の柘榴石が認められたが、この外縁は一部に結晶面らしいものがあり、他に融蝕された跡があつて自形と直ちに決定し得ない。包裹物なく、果帶構造及び光學異常を示さない。其物理性質は後に記するが黒雲母安山岩中のものと同じである。石基のガラスには無色透明なものと黄褐色のものがある。前者は橢圓形の外邊を有し、後者中に流紋狀に配列する。

4 捕獲岩 鏡下に於て捕獲岩の黒雲母安山岩に接觸する部分を見るに、種々の熔融現象を呈し、或るものは其程度低くして兩者判然たる區別を呈し又或るものは互に熔融したる帶を有する。此等は當時受けたる溫度及び揮發成分に差異あるを示すものである。

鏡下に於て認められる捕獲岩を構成する礦物は柘榴石、斜長石、黒雲母、石英、珪線石、堇青石、十字石、紅柱石、鋼玉、尖晶石、磁鐵礦、綠泥石、炭素質物質、絹雲母様礦物、炭酸鹽礦物及びガラスである。

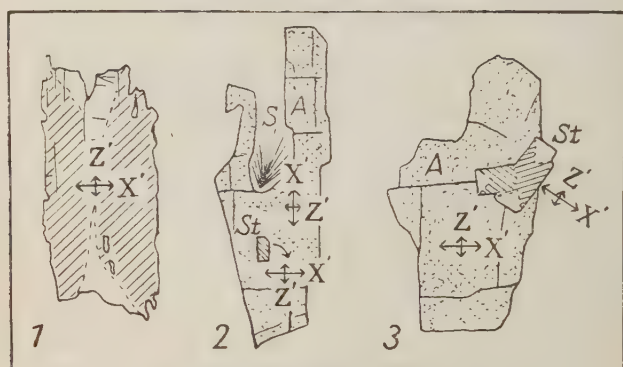
1) Rosenbusch, H. Elemente der Gesteinslehre, S. 360, 1923.

第六圖説明 黒雲母安山岩中の四種の斜長石を示す。1 果帶構造を示すもの。2 果帶構造を殆んど示さぬもの。3 蟲喰狀の外部に、果帶構造を示さない斜長石のとりまくもの。4 蟲喰狀のもの。總て交叉ニコル $\times 22$ この四種は同一薄片内で認められた。

次に捕獲岩中の代表的なものを述べる。

(1) 含柘榴石ホルンフェルス (No. 12) 鏡下に片理構造が認められる。石基は他形の 0.02~0.1 耗大の石英より成り、中に柘榴石及び黒雲母の斑晶を有する。柘榴石は自形を呈し、大さ約 0.5 耗で、その数は少い。この柘榴石には累帯構造及び光學異常は認められない。黒雲母は大さ約 0.2 耗で半自形を呈する。再結晶作用が充分に進まなかつたものの様である。濃褐色

第 七 圖 (Fig. 7)



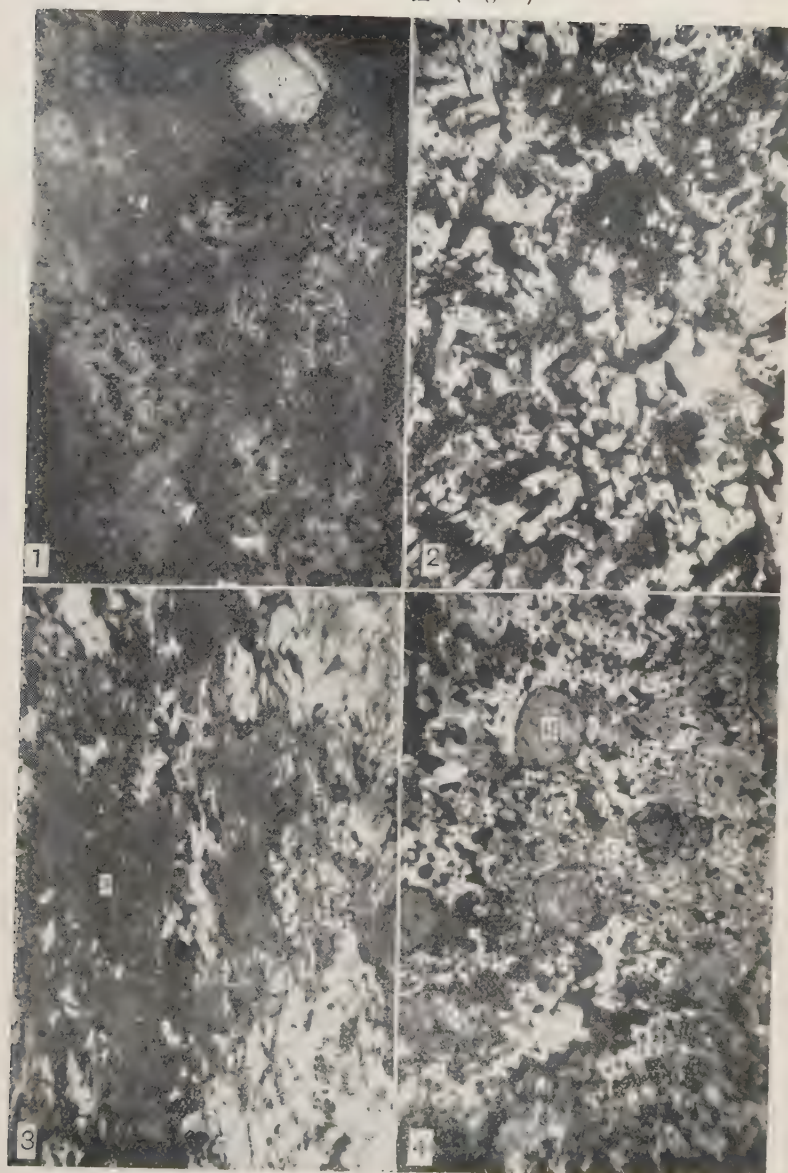
1. 十字石の砂時計様構造と光學方位を示す。
2. 紅柱石(A)と平行連晶した十字石(St)。
S は珪線石。
3. 紅柱石(A)中の十字石(St)の双晶。

から淡褐色に多色性を變へる。他に炭素質物質がある。片理構造は黒雲母の配列状態、石英の眼球狀配列及び炭素質物質の縞狀配列に依つて認められる。この顯微鏡寫眞を第八圖 I に掲げる。この岩石は變質程度の低いものと思はれる。

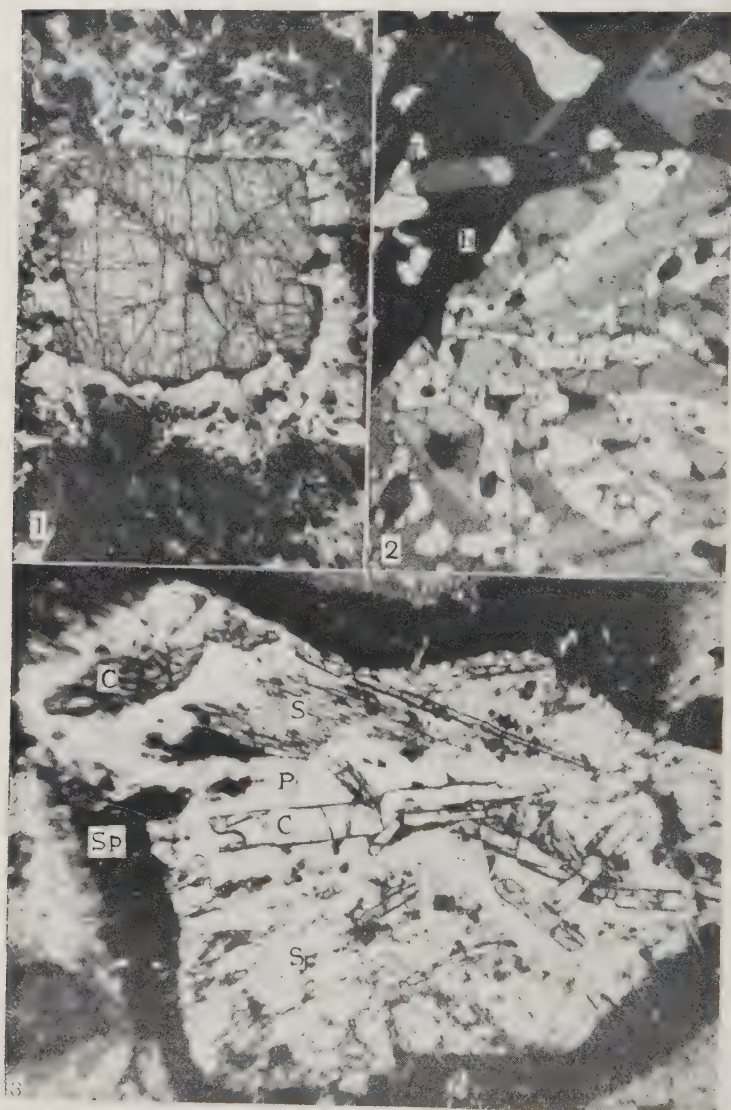
(2) 柘榴石-斜長石-黒雲母片岩 (Y 3) 鏡下に片理構造が認められる。石基は約 0.1 耗大の斜長石で、之は自形を呈する。この斜長石の間をグラス

第八圖説明 捕獲岩の顯微鏡寫眞 1 柘榴石 (g) を包裹するホルンフェルス (No. 12) ×22 2 小球狀結晶は柘榴石、黒色は黒雲母 (Y 3) ×22 3 s は珪線石 (Y 33) ×22 4 g は柘榴石、c は堇青石 (放大湯博士薄片 No. 23) ×22

第 八 圖 (Fig. 8)



第 九 圖 (Fig. 9)



質物質が満してゐる。他に約 2 耗大の斑狀變品 (porphyroblast) の斜長石もある。黒雲母は約 0.1~0.5 耗大で自形を呈し濃褐色~淡黄褐色の多色性を有する。此等諸礦物の内部及び間隙に自形の約 0.1 耗大の柘榴石が存在する。その數は多い。柘榴石は内部に炭素質物質を包裹し累帶構造を呈するものがあるが、光學異常は認められない。顯微鏡寫眞を第八圖 2 に掲げる。この岩石の變質の程度は上述のものより更に進んだものと思はれる。

(3) 柘榴石-銅玉-尖晶石-珪線石 斜長石 黒雲母片岩 (No. 10) 石基は地形の 0.1~0.2 耗大の斜長石で、1 耗大の斑狀變品もある。この後者中には約 0.1 耗大の針狀珪線石が包裹されることがある。黒雲母は通常約 0.5 耗で、多色性は上述のものと同様である。柘榴石は 2 耗大の自形で、累帶構造及び光學異常を示さない。中に長さ約 0.2 耗大の極めて細い珪線石の放射集合體を包裹する。他に不規則な外形の綠色尖晶石を小針狀珪線石集合體の取囲んだものがある。又同様な珪線石が銅玉をとりまいたものもある (第參圖 3)。尖晶石は約 0.2 耗大で、銅玉は 0.04~0.3 耗大である。

銅玉結晶は約 0.2~0.5 耗で、結晶面が良く發達し、青色を呈する。河野博士が穴蝕柘榴石を分析された時に試料中より選出されてゐた結晶の屈折率を測定させて頂いた。浸液法に依つて測定した、その屈折率として $\varepsilon = 1.768$ 及び $\omega = 1.778$ を得た¹⁾。この値は Melczer の測定した sapp^hire の屈折率 $\varepsilon = 1.7609$ 及び $\omega = 1.7692$ ²⁾ と比較して遙かに高いが、猶更に研究をするつもりである。

銅玉と珪線石とが尖晶石中に共生してゐるものが、故大湯博士薄片中に見られる (第九圖 3)。

1) 鶴川平八郎氏の測定では $\varepsilon = 1.7699$ である。地球, 19, 228, 昭 8. 又南博士の測定では $\varepsilon = 1.762$, $\omega = 1.774$ で、弧線スペクトル寫眞で、Al 線の他に Cr, Ti 及び Fe の線が認められた、地質, 36, 539~540, 昭 4.

2) Melczer, G. Z. Krist. 35, 561~581, 1902.

第九圖説明 1 空晶石 (故大湯博士薄片 No. 1) $\times 22$ 2 ベグマタイト捕獲岩, b は黒雲母, 他は石英と斜長石の交象共生 交叉 = コル $\times 22$ 3 捕獲岩中の銅玉 (C), 珪線石 (S) 及び斜長石 (P) の共生を示す。Sp は尖晶石である。 (故大湯博士薄片 No. A) $\times 22$

(1) 紅柱石-珪線石-斜長石-黑雲母片岩(Y 33) この岩石には約1 耗大の紅柱石が存在する。之は多色性が無色から紅色に變化し、光軸角が大である。他に長さ約0.2 耗の針狀珪線石がある。黑雲母は約0.2 耗で炭素質物質もある(第八圖3)。

故大湯博士薄片(No. 1)中には空晶石がある(第九圖1)。之は對角方位に炭素質物質を含有する。

(5) 柎榴石-堇青石-黑雲母-斜長石片岩(大湯 No. 23) 柎榴石は0.5 耗大で、堇青石は約2.5 耗大である。この堇青石は堇色〜淡青色に多色性を變じ、結晶外形は不規則である。柎榴石は約0.3 耗で、自形を呈する(故大湯博士薄片, 第八圖4)。

(6) 十字石-珪線石-紅柱石-堇青石-黑雲母-斜長石片岩(No. 8) 十字石は普通は0.5 耗大で、時には0.8 耗大の結晶もある。この十字石は内地に於て珍しい礦物で、日本礦物誌にも本邦礦物圖誌にも産出の記載がない。杉博士¹⁾の報告はその産出記載の嚆矢であらうと思はれるが、次いで最近研究された雨瀧山²⁾に産出する。この様に稀な礦物であるのでこの決定には周到な注意を拂つた。特徴ある金黃色を呈し、多色性強く、複屈折は比較的弱い。屈折率は一光軸の見られる薄片を浸液法で測定し、 $\beta=1.751$ を得た。直消光を呈し、方向性は正である。光軸角は大で、二軸性正の光學性を有し、特有な十字狀双晶や砂時計様構造が見られる。單品のことが多いが、紅柱石と平行連晶するものもある(第參圖4及び第七圖)。

珪線石は約0.4 耗長の針狀結晶で、紅柱石も0.5 耗大である。堇青石は約1 耗大である。

(7) 柎榴石-珪線石斑狀變晶-堇青石-紅柱石-黑雲母-斜長石片岩(X-3) この捕獲岩の特徴は長さ約1 耗の珪線石の斑狀變晶の見られることである(第貳圖4)。之は斜長石と共生する。この珪線石は薄片で無色透明で劈開が

1) 杉 健一：阿武隈高原鹽平産の十字石(stauroilite), 地質, **42**, 79~80, 昭13.

2) 神津淑苗及び八木健三, 前掲; 竹内常彦, 前掲。

發達し、直消光を呈し方向性は正である。二軸性正であるが、光軸角は極めて小さく、殆んど一軸性の様に見えるものもある。この性質は鹽礫石に類似するが、屈折率を方向既知薄片で測定するに $\beta = 1.662$ であるから、珪線石と決定した。然し光軸角の小なることは特に注意に値する。堇青石は 0.5 耗大で、結晶外邊は不規則であり、紅柱石は約 0.5 耗である。黑雲母は約 0.5 耗大で、他に約 0.2 耗大の熔融されて外邊の丸くなつた炭酸鹽礦物がある。本岩中には大形斜長石の外に透明小形斜長石が存在し、前者は 73% An なるに後者は 46% An である。この小形斜長石の結晶間隙にはグラスを存する。

上の様な珪線石斑狀變品を有するものに、柘榴石-珪線石斑狀變品-黑雲母-斜長石片岩 (X-II 及び X-12)¹⁾ があり、この X-II には炭酸鹽礦物が見られる。

尙この X-3 の薄片内で黑雲母-安山岩中に第貳圖 3 に示した様な炭酸鹽礦物を認めた。之は外形は角閃石に類似するが、この薄片の捕獲岩中には角閃石が認められない。従つてこの珪線石斑狀變品が安山岩中に捕獲されて變化したものと思はれる。結晶の形、大きさ及び劈開が兩者を比較するに良く類似するからである。

(8) 柘榴石-黑雲母-斜長石片岩 (X-13) この柘榴石は 3 耗大で、比較的大きく自形を呈する。累帶構造及び光學異常を示さない。黑雲母は約 0.5 耗大で、斜長石には 0.1~0.2 耗の透明なる小結晶が多い (47% An)。この斜長石の結晶間をグラスが満してゐる。其外に大形斜長石があつて $\alpha' = 1.563$, $\gamma' = 1.568$, 65% An である。炭素質物質は極めて少量である。この捕獲岩は變質程度が可成り進んだものであらう。

以上が礫土質水成岩から變化した捕獲岩の數種である。此等の捕獲岩中の斜長石には上述の如く二種あつて小結晶と大結晶で其成分を異にする、

1) X-12 中に二種の斜長石があつて大形は $\alpha' = 1.566$, $\gamma' = 1.570$, 70% An で、小形は $\alpha' = 1.552$, $\gamma' = 1.557$, 46% An である、小形斜長石結晶間隙にはグラスを存する。

第 貳 表 (Tab. 2)

No.	石 英	斜 長 石	黑 雲 母	柘 榴 石	珪 線 石	狀 變 石 斑	蓮 青 石	十 字 石	紅 柱 石	銅 玉	尖 晶 石	磁 鐵 礦	炭 質 物	炭 酸 鹽 礦 物
	quartz	plagio.	biotite	garnet	sillim.	sill.m.d	cordierite	staurolite	andalusite	corundum	spinel	magnetite	coaly mat.	carb. min.
No. 3	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
No. 4	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	+
No. 7	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
No. 8	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
No. 9	+	+	+	+	-	-	+	+	+	-	-	-	+	-
No.10	-	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-
No.12	+	-	+	+	-	-	-	-	-	+	+	-	+	-
X-3	-	+	+	+	-	+	+	-	+	-	-	-	+	-
X-4	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+
X-11	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
X-12	-	+	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	+	+
X-13	-	+	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-
X'-2	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
X'-5	-	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-
Y-3	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
Y-21	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-
Y-24	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-
Y-33	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-
Y-39	-	+	+	+	+	-	-	-	+	-	-	-	+	-
Y-40	-	+	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-	+	+
O. No. A	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-
O. No. B	-	+	+	-	+	-	-	-	+	+	+	-	+	-
O. No. C	-	+	+	-	+	-	+	-	-	-	-	-	+	-
O. No. 1	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O. No. 2	-	+	+	-	-	-	+	-	-	+	+	-	+	-
O. No. 4	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-
O. No. 5	-	+	+	+	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-
O. No. 6	+	-	-	-	+	-	-	-	-	+	-	-	+	-
O. No. 8	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O. No. 9	-	+	+	+	-	+	-	-	-	-	+	-	+	-
O. No.10	-	+	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	+	-
O. No.11	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
O. No.12	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+	+
O. No.13	-	+	+	-	+	+	-	-	-	-	-	-	+	-
O. No.14	-	+	+	-	+	-	-	-	-	+	-	-	+	-
O. No.15	-	+	+	+	-	+	+	-	-	+	-	-	+	-
O. No.16	-	+	+	+	+	+	-	-	-	+	+	-	-	-

第 貳 表 (Tab. 2) (續)

No.	石 英	斜 長 石	黑 雲 母	柘 榴 石	珪 線 石	珪 狀 新 石 斑	堇 青 石	十 字 石	紅 柱 石	銅 玉	尖 晶 石	磁 鐵 礦	質 炭 素 物	炭 酸 鹽 礦
	quartz	plagio.	biotite	garnet	sillim.	sillim 1)	cordierite	staurolite	andalusite	corundum	spinel	magnetite	coaly mat.	carb. min.
O. No. 17	—	+	+	+	—	—	—	—	—	—	+	—	+	+
O. No. 18	—	+	+	—	—	—	—	—	—	—	+	—	+	—
O. No. 19	—	+	+	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—
O. No. 20	—	+	+	—	+	—	—	+	—	—	—	—	+	—
O. No. 21	—	+	+	—	—	+	+	—	—	—	+	—	—	—
O. No. 22	—	+	+	—	+	—	+	—	—	—	—	—	+	+
O. No. 23	—	+	+	+	—	+	+	—	—	—	+	—	+	—

1) porphyroblastic.

小結晶は約 0.2 耗大の自形のもので、その間隙をガラスが満してゐる。之は捕獲岩が一度熔融されたことを示すものであらう。

他の大形斜長石の 6 種に就き浸液法で屈折率を測定した結果は第五表に見る様で其 4 種は約 70% An に相當し他の 1 種は 53% An に相當する。又之と共生する黒雲母を五種の捕獲岩から掘出し、屈折率 γ を測定した結果は $\gamma=1.643$, 1.643, 1.643, 1.648 及び 1.648 である。これ等の値は黒雲母安山岩中の $\gamma=1.673$ より著しく低いことは注目値する。

他にペグマタイト様捕獲岩がある。之は長さ約 3 耗大の黒雲母と、この間を満した石英及び斜長石の文象共生よりなる, myrmekite と呼ぶものであらう。又石英のみより成る捕獲岩がある。之は純粹なる珪岩を思はしむるものである。

5 捕獲岩中の諸礦物の共生關係 上に述べたのは捕獲岩の代表的のものである。次に薄片で觀察し得られた此等諸礦物の組合せを第貳表に掲げる。No. 3~No. 12 の 7 枚, X-3~I3 の 5 枚, X'-2~5 の 2 枚並びに Y 3~40 の 6 枚即ち合計 20 枚の薄片を作成した。他に神津先生の御好意で、

故大湯博士の O.No.A~O.No.C の 3 枚並びに O.No. 1~O.No. 23 の 21 枚, 計 24 枚をも觀察させて頂くことが出来た。此等 44 枚の薄片の中最も多い礦物組合せは、石榴石-斜長石-黑雲母である。この中に多く現はれる礦物は珪線石及び堇青石で、紅柱石、銅玉及び尖晶石が之に次ぎ、十字石は少い。又炭素質物質はその量に多少の差があるが、何れにも見られる(未完)。

會 報

總會及び聯合講演會發告 来る 3 月 28~29 兩日東京帝國大學に於て本會總會並に日本地質學會との聯合講演會を開催の豫定なり、詳細は追て報告すべし。(編輯係)

中村新太郎顧問の薨去を悼む 本會顧問中村新太郎君は去る 12 月 8 日病を以て薨去せらる。本會は特に神津會長より弔詞を呈し、哀悼の意を表せり。こゝに一般會員に告げ併せて誌上に弔意を表す。(編輯係)

雜 報

今市水鉛礦床概況 栃木縣今市町と豐岡村との界に跨がり、赤嶺火山の北東麓、小百川上流西岸に在り、小休戸部落の西に當る(五萬分一日光圖幅參照)。附近は主として白色細粒の黑雲母花崗岩から成り、その一部には石英、長石等の結晶にて圍まれたる小晶洞を有し、その或るもの石英、長石、綠泥石、方解石等の集合により充填せられ、これに屢々輝水鉛礦、黃鐵礦等を伴ひ、それらは特に北 30 度東に走る節理に沿つて岩石の内部に廣く分布し、時に數%に達す。分布の區域は目下探究中なれども、延長 200 米、幅 10 米、上下 100 米の間は殆んど確實と認められる。〔渡邊萬〕

本 會 役 員

	會長	神 津 徹 祐	
幹事兼編輯	渡邊 萬次郎	高橋 純一	坪井 誠太郎
	鈴木 醇	伊藤 貞市	
庶務主任	竹内 常彦	會計主任	高根 勝利
圖書主任	大森 啓一		

本 會 題 間 (五十音順)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	大井上 義近	大村 一藏
加藤 武夫	木下 龜城	木村 六郎	竹内 維彦	立岩 巖
田中 館秀三	中尾 謹次郎	野田 勢次郎	原田 準平	福田 連
藤村 幸一	福富 忠男	保科 正昭	本間 不二男	松本 唯一
松山 基範	松原 厚	山口 孝三	山田 光雄	山根 新次
井上 禧之助				

本誌抄録欄擔任者 (五十音順)

石光 章利	大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義禮	鈴木 廉三九
高根 勝利	高橋 純一	竹内 常彦	中村 喜雄	根橋 雄太郎
待場 勇	八木 健三	渡邊 新六	渡邊 萬次郎	

昭和 16 年 12 月 25 日印刷

昭和 17 年 1 月 1 日發行

編輯兼發行人 本 名 隆 志

仙臺市東北帝國大學理學部內

印刷人 笹 氣 幸 助

仙臺市國分町 88 番地

印刷所 笹 氣 印 刷 所

仙臺市國分町 88 番地

發行所 日本岩石礦物礦床學會

仙臺市東北帝國大學理學部內

日本出版文化協會會員番號 222156

配給元 日本出版配給株式會社

東京市神田區淡路町 2 丁目 9 番地

發賣所 丸 善 株 式 會 社

東京市日本橋區通 2 丁目

本會入會申込所

仙臺市東北帝國大學理學部內

日本岩石礦物礦床學會

本會會費發送先

同學會內 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825 番)

本 會 會 費

半ヶ年分	4 圓	(前納)
1 ヶ年分	8 圓	

本誌定價(會員外)

1 部 ㊦ 80 錢

本誌廣告料

普通頁 1 頁 20 圓

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS.

Studies of garnet from Kyûchôrei, Manchoukuo (III)

Modes of occurrence (I) I. Matiba, R. S.

Studies of garnets in the andesites forming the volcano

Nijôsan (I) K. Ohmori, R. S.

Announcement for general meeting.

Obituary.

Notes and news:

Imaiti molybden deposit.

Published monthly by the Association, in the Institute of
Mineralogy, Petrology and Economic Geology,
Tôhoku Imperial University, Sendai, Japan.